



# Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes occidentales; implications géodynamiques

Jean-Daniel Champagnac

## ► To cite this version:

Jean-Daniel Champagnac. Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes occidentales; implications géodynamiques. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I; Université de Neuchâtel, 2005. Français. NNT: . tel-00008513

**HAL Id: tel-00008513**

**<https://theses.hal.science/tel-00008513>**

Submitted on 16 Feb 2005

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



---

# Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes occidentales implications géodynamiques

---

Thèse

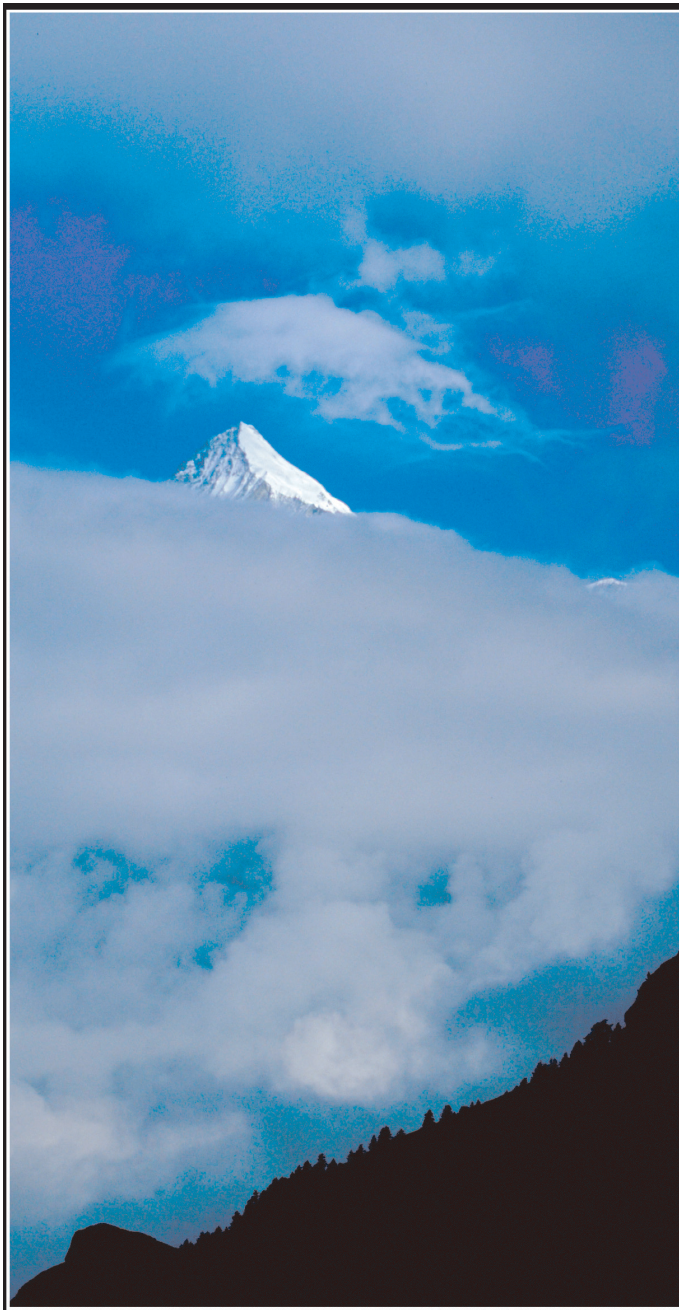
présentée par

Jean-Daniel Champagnac

pour obtenir le titre de  
Docteur en géologie  
en co-tutelle avec les universités  
de Neuchâtel et de Grenoble 1 (U.J.F.)

Soutenue le 29 Novembre 2004  
devant le jury composé de :

Martin Burkard	Directeur de thèse
Jean-Pierre Gratier	Rapporteur
Neil Mancktelow	Président du jury
Peter Molnar	Rapporteur
Christian Sue	Directeur de thèse
Pierre Tricart	Directeur de thèse
Eric Verrecchia	Examineur





---

*... le vent se lève, ou c'est la terre qui tourne ?*

**pour Ange...**

---

## Remerciements

Ce travail de thèse a bénéficié de quatre influences majeures et complémentaires : mes trois directeurs de thèse et Bastien Delacou, «co-doctorant » et ami de longue date. Les échanges scientifiques et humains avec ces personnes ont été aussi riches que plaisants et cette thèse leur doit beaucoup.

Christian Sue, par la qualité de son encadrement, et le plaisir que j’ai eu à travailler avec lui quotidiennement a grandement contribué à la réussite de ce travail. La qualité de ses thés (verts) et de ses chocolats (noirs), son goût de la montagne et des grands espaces a rendu notre collaboration encore plus agréable. J’espère sincèrement que la fin de cette thèse soit un autre début, ici ou ailleurs. Qu’il soit très chaleureusement remercié pour le temps et l’énergie qu’il a investis pour moi.

Je remercie également Pierre Tricart et Martin Burkhard, qui ont co-encadré ce travail en m’apportant leur connaissance des Alpes. Travailler avec eux a été particulièrement fécond, et leur envergure n’a pas été un frein à ma propre expérience. Ils ont également eu la patience de corriger mes nombreuses imperfections de langage, que ce soit en français ou en anglais.

La proche collaboration (entre 1 et 2 mètres) entretenue avec Bastien Delacou pendant ces quatre années nous ont permis d’aller plus loin dans nos réflexions, selon deux points de vue différents et complémentaires. Son calme et sa rigueur a permis de tempérer certains de mes enthousiasmes excessifs, et ce travail en parallèle a été passionnant.

Scientifiquement, bien-sûr, les apports de personnes extérieures ont été nombreux, et je remercie ici particulièrement Mario Sartori pour les quelques discussions de travail très fructueuses que nous avons eues. Je remercie également Stephan Schmidt, Kurt Decker, Jérôme Ganne, Yann Rolland, Michel Jaboyedoff, Laurent Ciancaleoni, Peter van der Beek, Jean-Pierre Gratier, et Cécile Allanic pour leurs remarques constructives tout au long de cette thèse. Que les personnes qui m’ont donné le goût de la recherche, Thierry Dumont, Peter van der Beek et Pascale Leturmy trouvent dans ce volume toute ma gratitude pour m’avoir montré cette voie.

Un travail de recherche, malheureusement (?), n’est pas fait que de pur esprit, et les aspects matériels ont été grandement facilités par nos secrétaires de choc, Sabine et Gianfranca, ainsi que par le staff grenoblois, qui a su s’accommoder de ma regrettable indifférence à la chose administrative. Je remercie également le Fond National Suisse, qui a financé cette étude.

Merci également aux membres du jury qui me font le plaisir et l’honneur de juger ce travail. Je souhaite qu’il soit à la hauteur de leurs espérances, et qu’il provoque une discussion fructueuse.

Une pensée particulière va à mes amis, et en particulier la volée de géologues avec qui j’ai eu le plaisir de partager mes études. Que ma famille soit remerciée du fond du cœur pour son soutien et sa présence, pour avoir cru en moi et m’avoir donné les moyens de réussir.

Un immense merci à Laure, enfin, qui a su me trouver, m’accompagner, m’écouter, me conseiller, m’aider, me corriger, et avec qui je vais voguer vers d’autres rivages, en compagnie d’un enfant rieur et d’un chien jaune.



## TABLE DES MATIERES

---

## TABLE DES MATIERES

Remerciements	iv
Table des matières	v
Liste des figures	viii
Liste des tableaux	xi
Résumé	xii
Abstract	xiii
Préambule	xiv
 PREMIERE PARTIE: Objets et méthodes	 1
I) Cadre géodynamique alpin	2
1) Cadre général	3
2) De la chaîne Hercynienne à la Téthys alpine	4
3) Subduction puis collision (histoire compressive)	7
4) L'évolution extensive tardive	9
II) Méthodes	10
1) Etudes morphotectoniques	11
2) Travail de terrain	12
3) Inversion de population de plans striés	13
a) <i>Théorie et hypothèses de base et conventions</i>	13
b) <i>Protocole d'inversion</i>	15
c) <i>Critère de qualité</i>	17
d) <i>Discussion contraintes / déformations</i>	18
 DEUXIEME PARTIE : Analyse régionale de la fracturation	 21
I) Sud Valais	22
1) Article publié aux <i>Eclogae geologicae Helvetiae</i> («Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (South Valais)»)	23
2) Données complémentaires sur la fracturation	37
3) Etude morphotectonique du Sud Valais	40
a) <i>Cartographie de la fracturation</i>	40
b) <i>Profils de rivières</i>	51

II) Val d'Aoste et Haute Tarentaise	58
1) Article publié à <i>Terra Nova</i> («Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse»)	59
2) Données complémentaires	70
III) Vanoise et Maurienne	74
1) Analyse de la fracturation de la région Vanoise-Maurienne	75
2) Article prêt à être soumis <i>B.S.G.F.</i> («fracturation distensive dans des dépôts quaternaires de Lanslebourg (Savoie, France)»)	79
IV) Discussion	90
1) Permutations de contraintes	90
2) Age de la fracturation	92
TROISIEME PARTIE : Synthèse	97
I) Article soumis à <i>Tectonics</i> («Miocene lateral extrusion in the inner Western Alps revealed by dynamical fault analyses»)	99
QUATRIEME PARTIE : Evolution tectonique néogène à actuelle de l'arc alpin; discussion et interprétations	137
I) Tectonique active et géodynamique actuelle de l'arc alpin	139
1) Tectonique active	139
2) Géodynamique	144
II) Géodynamique néogène de l'arc alpin	148
III) Changement de régime tectonique et implications géodynamiques	152
1) Mouvements aux limites	153
2) Dynamique profonde	154
3) Processus de surface	154
4) Interprétations	155
REFERENCES	159
ANNEXE 1: Profils de rivières du Sud Valais	173
ANNEXE 2: Article Delacou <i>et al.</i> , <i>Geophys. J. Int.</i> , 2004	181
ANNEXE 3: Article Delacou <i>et al.</i> , <i>J. Geol. Soc. London</i> , in press	207

---

## LISTE DE FIGURES

Les figures sont numérotées selon l'ordre d'appel dans le texte ; les figures intégrées dans un article sont appelées selon leur numéro dans l'article, précédées de la lettre « E » pour les figures de *l'Eclogae Geologicae Helvetiae*, des lettres « TN » pour les figures publiées dans *Terra Nova*, de la lettre « T » pour les figures en prévision pour *Tectonics* et de B pour les figures en prévision pour le *B.S.G.F.*

### PREMIERE PARTIE : Objets et méthodes

#### **Chapitre I.1: Cadre géodynamique alpin**

Figure I.1 : Modèle Numérique de Terrain (MNT) des Alpes et des régions avoisinantes.	2
Figure I.2 : MNT de l'Europe.	3
Figure I.3 : Cadre tectonique de l'Europe.	3
Figure I.4 : Carte tectonique des Alpes.	4
Figure I.5 : Coupe crustale NFP20 West.	5
Figure I.6 : Evolution paléogéographique des Alpes du Trias à l'actuel.	6
Figure I.7 : Tableau de corrélation entre les mouvements Afrique-Europe et la tectonique alpine.	8

#### **Chapitre I.2 : Méthodes**

Figure I.8 : Panorama du Grand Combin et du Mont Vélan depuis le col du Grand Saint Bernard.	10
Figure I.9 : Image satellitaire IRS-1C du Sud Valais en 3D (MNT Swisstopo).	11
Figure I.10 : Géologue en plein travail.	12
Figure I.11 : Relation entre états de contraintes, rapports $\Phi$ et styles tectoniques associés.	14
Figure I.12 : Exemple d'analyse de population de faille (site AMBIN).	17

### DEUXIEME PARTIE : Analyse régionale de la fracturation

#### **Chapitre II.1 : Valais**

Figure II.1 : Image satellitaire Landsat 5 du Sud Valais. <i>Article publié aux Eclogae geologicae Helvetiae</i>	22
Figure E1 : Localisation de la zone d'étude dans le cadre alpin.	24
Figure E2 : Exemples de structures cassantes sur le terrain et depuis une vue satellitaire (lac de Moiry et vallée de Zermatt).	25
Figure E3 : Carte des linéaments extraits grâce au MNT.	26
Figure E4 : Exemple de faille normale et du tenseur associé (site VERC, Val d'Annivier).	27
Figure E5 : Canevas stéréographiques des failles mesurées et des tenseurs calculés.	28
Figure E6 : Carte d'orientations des axes $\sigma_3$ calculé pour le Sud Valais.	30
Figure E7 : Histogramme circulaire des orientations d'axes de contraintes.	21



Figure E8 : Histogramme de répartition des rapports $\Phi$ .	31
Figure E9 : Cartes d'orientations des axes $\sigma_3$ en fonctions des rapports $\Phi$ .	32
Figure E10 : Carte d'orientations des axes $\sigma_3$ pour les meilleurs tenseurs.	33
Figure E11 : Directions d'extension « post-nappes » de la région Simplon-Aoste-Sud Valais.	34
Figure II.2 : Analyse statistique des failles mesurées dans le Sud Valais.	37
Figure II.3 : Analyse multi-échelles de la fracturation : le site du Pas de Chèvres.	39
Figure II.4 : Images satellitaires Landsat 5 et IRS-1C du bas du Val d'Annivier.	41
Figure II.5 : MNT du Sud Valais (représentation des altitudes).	42
Figure II.6 : Deux ombrages différents du MNT du Sud Valais.	43
Figure II.7 : Valeurs des pentes du Sud Valais et interprétation tectonique.	44
Figure II.8 : Orientation des pentes du Sud Valais.	45
Figure II.9 : Valeur et orientation des pentes du Sud Valais (représentation composite).	46
Figure II.10 : Application tectonique de la représentation de la figure II.9.	47
Figure II.11 : Vues des contre-pentes près de Nax et l'interprétation tectonique.	48
Figure II.12 : Profils topographiques des crêtes au dessus de la vallée du Rhône (rive gauche).	49
Figure II.13 : Représentation 3D et interprétation tectonique des contre-pentes.	50
Figure II.14 : Réseau hydrographique du Sud Valais.	51
Figure II.15 : Profil en long de la rivière Matter Vispa (vallée de Zermatt).	52
Figure II.16 : Profil en long, pentes et variations de pente de la rivière Navisance (Val d'Annivier).	53
Figure II.17 : Carte brute des anomalies détectée dans les profils de rivières.	54
Figure II.18 : Carte lithologique du Sud Valais.	54
Figure II.19 : Carte « nettoyée » des anomalies dans les profils de rivières.	55
Figure II.20 : Profil en long, pentes et variations de pente de la rivière Dranse de Bagnes (Val de Bagnes).	56

## Chapitre II.2 : Aoste

Figure II.21 : Image satellitaire Landsat 5 de la région du Val d'Aoste.	58
<i>Article publié à Terra Nova</i>	
Figure TN1 : Localisation de la zone d'étude dans le cadre alpin.	59
Figure TN2 : Analyse multi-échelles d'un décrochement sénestre et tenseur des paléocontraintes (Site CHAP, Tarentaise).	60
Figure TN3 : Carte d'orientations des axes $\sigma_3$ et histogrammes circulaires de leur orientation.	63
Figure TN4 : Cartes d'orientations des axes $\sigma_3$ en fonction de leur position dans la chaîne.	64
Figure TN5 : représentation des rapports $\Phi$ en fonction du plongement des axes de contraintes.	65
Figure TN6 : Tectonique néogène et actuelle des Alpes Nord-Occidentales internes.	66
Figure II.22 : Analyse statistique des failles mesurées dans la région du Val d'Aoste.	70
Figure II.23 : Décrochement dextre oblique décalant une fente de quartz (site CARLO, Vallée du Petit Saint Bernard).	71
Figure II.24 : Failles normales bien exposés en Haute Tarentaise (site STEFOY).	72

---

## Chapitre II.3 : Vanoise

Figure II.25 : Image satellitaire Landsat 5 de la Maurienne et de la Vanoise.	74
Figure II.26 : Exemples de fracturation normale et tenseurs de paléocontraintes associés (sites ETACHE, Haute Maurienne, site LORES, Vanoise et site ROMOL, Val de Suze).	76
Figure II.27 : Exemples de fracturation normale hectométrique (massif de la Vanoise).	77
<i>Article en préparation pour le B.S.G.F.</i>	
Figure B1 : Cadre géographique et géologique de l'étude.	80
Figure B2 : Photo et interprétation de la structure de la carrière des Contamines (Lanslebourg) et histogramme du nombre de failles détectées.	82
Figure B3 : Figure de charge cisailée dans les dépôts quaternaires de Lanslebourg.	83
Figure B4 : Failles normales affectant les dépôts quaternaires de Lanslebourg.	84
Figure B5 : Analyse directionnelle de la fracturation dans les dépôts quaternaires de Lanslebourg.	85
Figure B6 : Cartographie de la fracturation régionale dans les Schistes lustrés.	86
Figure B7 : Analyse directionnelle de la fracturation mesurée dans les Schistes lustrés.	87

## Chapitre II.4 : Discussion

Figure II.28 : Résultat de modélisations numériques montrant le rôle des anisotropies dans les permutations de contrainte.	91
Figure II.29 : Condition de déformation en fonction de la température.	91
Figure II.30 : Condition de la fracturation en fonction de la profondeur.	92
Figure II.31 : Recoupement de structures ductiles par des failles normales (sites VALP2, Valpelline et VALSA1, Grand Paradis).	93
Figure II.32 : Failles normales à la transition ductile-cassant en Haute Maurienne (site VILLARO)	

## TROISIEME PARTIE : Synthèse

<i>Article soumis à Tectonics</i>	101
Figure T1 : Localisation de la zone d'étude.	103
Figure T2 : Analyse multi-échelles de la fracturation (multiphasée) en Vanoise et tenseurs associés (site NEIGE, Col de l'Iseran, Vanoise).	104
Figure T3 : Dièdre formé par des failles normales en Vanoise, et tenseur associé (site ARPON2).	105
Figure T4 : représentation stéréographique des failles mesurées et des tenseurs calculés.	106
Figure T5 : Carte d'orientations des axes $\sigma_3$ et histogramme circulaire de ces axes.	107
Figure T6 : Analyse statistique de la direction des failles mesurées en Vanoise.	
Figure T7 : Exemple de la fracturation normale dans les Alpes occidentales internes (Col du Simplon, Val d'Hérémence, Vallée du Grand Saint Bernard, Haute Maurienne et Haute Ubaye).	109
Figure T8 : Synthèse des axes $\sigma_3$ calculés dans les Alpes occidentales internes et	111
	114

analyses directionnelles associées.	115
Figure T9 : Régionalisation de l'orientation des triaxes de paléocontraintes.	116
Figure T10 : Chronologies relatives entre les décrochements et les failles normales.	119
Figure T11 : Carte et interpolation des rapports $\Phi$ .	120
Figure T12 : Répartition des axes $\sigma_3$ en fonction de leur orientation et de leur position dans la chaîne alpine.	120
Figure T13 : Histogrammes de la relation entre l'orientation des axes d'extension et la position dans l'arc alpin.	124
Figure T14 : Orientation des axes d'extension sismotectoniques et de paléocontraintes, bruts et en fonction de leur position dans la chaîne alpine.	124
Figure T15 : Quatre instantanés de la tectonique néogène à actuelle, en relation avec la cinématique Apulienne.	

## QUATRIEME PARTIE : Evolution tectonique néogène à actuelle de l'arc alpin

<b>Chapitre IV.1 : Tectonique active et géodynamique actuelle de l'arc alpin</b>	140
Figure IV.1 : Régionalisation de la déformation et axes de contraintes sismologiques plaqués sur un MNT moyen des Alpes.	141
Figure IV.2 : Carte des déformations actives des Alpes occidentales et centrales.	142
Figure IV.3 : Bloc 3D et coupes synthétiques de la tectonique active et du régime géodynamique associé.	145
Figure IV.4 : Résultats de modélisation numérique (code SHELLS).	146
Figure IV.5 : Carte des vitesses de soulèvement du territoire suisse.	147
Figure IV.6 : Blocs 3D lithosphériques basés sur les modèles de tomographie sismiques.	
<b>Chapitre IV.2 : Géodynamique néogène de l'arc alpin</b>	149
Figure IV.7 : Modèle conceptuel de l'extrusion latérale, basé sur des modèles numériques.	150
Figure IV.8 : Evolution néogène des bassins océaniques de Méditerranée occidentale.	151
Figure IV.9 : Modèle d'extrusion latérale (1).	
Figure IV.10 : Modèle d'extrusion latérale (2).	
<b>Chapitre IV.3 : Changement de régime tectonique et implications géodynamiques</b>	152
Figure IV.11 : Evolution néogène de la tectonique des Alpes occidentales, en relation avec les taux d'érosion et la géodynamique des bassins océaniques méditerranéens.	156
Figure IV.12 : Modèle conceptuel des différents mécanismes ayant pu agir sur la tectonique néogène à actuelle des Alpes occidentales.	

## **LISTE DES TABLEAUX** 29

Tableau E1 : Paramètres des 56 tenseurs calculés dans le sud Valais.	61
Tableau TN1 : Paramètres des 117 tenseurs calculés dans le sud Valais et le Val d'Aoste.	132
Tableau T1 : Paramètres des 312 tenseurs synthétisés dans les Alpes occidentales internes.	

---

## Résumé

L'étude de la fracturation des zones internes de l'arc alpin occidental montre que la déformation extensive y est prédominante ; environ 75% des failles mesurées présentent des mouvements normaux, et 25% des mouvements sont décrochants. Cette fracturation, globalement Néogène, est synchrone d'un régime compressif en externe (chaînes subalpines et Jura, par exemple). Des indices néotectoniques, comme la signature morphologique de certaines failles, des anomalies dans les profils de rivières ou la fracturation de dépôts quaternaires, montrent qu'une partie de cette fracturation est récente.

L'inversion par la méthode d'inversion directe [Angelier, 1990] de populations de plans striés mesurés systématiquement dans tout l'arc interne a permis l'obtention de 200 tenseurs de paléocontraintes répartis de façon homogène. Ces données, synthétisées avec des données comparables dans la région du col du Simplon [Grosjean et al., 2004] et dans la région de Briançon [Sue, 1998], donnent une image homogène et à grande échelle des champs de contraintes ayant provoqué cette fracturation. Les résultats principaux indiquent que :

- La majeure partie de l'extension est parallèle à la direction des structures alpines, c'est à dire ENE-WSW au Simplon et dans le Sud Valais, NNE-SSW dans le Val d'Aoste, N-S en Vanoise et WNW-ESE plus au Sud, dans la région de Briançon. Cette extension s'exprime sur des failles orientées radialement par rapport à l'arc alpin.
- Une partie des directions d'extension est perpendiculaire à la direction de la chaîne, et s'exprime sur des failles longitudinales. Cette extension augmente du Nord au Sud, et est particulièrement bien développée dans la région de Briançon et en Maurienne.
- Un régime tectonique décrochant s'observe dans tout l'arc. Ces décrochements sont plus récents que l'extension dans la partie sud de l'arc, alors qu'il sont plus anciens dans le Sud Valais. Les directions d'axe de tension ( $\sigma_3$ ) associés sont compatibles avec les directions générales de l'extension.

Nous interprétons ces observations comme la mise en évidence de deux régimes tectoniques différents dans les Alpes occidentales du Néogène à l'actuel. Différents moteurs géodynamiques sont proposés pour expliquer ces observations :

- 1) A l'échelle alpine, un phénomène d'extrusion des zones internes vers une bordure libre (la mer Ligure) pendant les derniers épisodes compressifs, en relation avec la rotation de la microplaque Apulienne, pourrait être responsable du signal tectonique majeur observé. Plus localement, le soulèvement relatif de massifs cristallins (MCE et MCI) aurait favorisé une extension radiale.
- 2) La collaboration avec Bastien Delacou, qui a travaillé sur le régime tectonique actuel de la chaîne, permet de proposer qu'une partie de cette extension radiale à l'arc soit également liée au régime tectonique actuel. Le régime tectonique actuel, documenté par la sismotectonique montre une orientation radiale à l'arc des axes d'extension. L'absence de convergence dans les Alpes occidentales permet de proposer un modèle d'étalement gravitaire, fondamentalement différent du régime collisionnel néogène.

Le passage d'un régime à l'autre a probablement eu lieu durant le Pliocène, en relation avec le ralentissement de la convergence au niveau des Alpes occidentales et l'augmentation des taux d'érosion dans la chaîne.

---

## Abstract

Examination of faults and fault patterns along the inner western Alps reveals a predominance of extensional deformation. About 75% of all the measured faults carry steep, downdip striations in a normal faulting sense, while 25% of the remaining faults indicate strike-slip motions. This extensional deformation regime of Neogene age is synchronous with compressional tectonics recorded in external parts of the alpine orogen, such as the Subalpine Chains and the Jura fold-and-thrust-belt. Geomorphic features, e.g. anomalies in river profiles, fault scarps, and some rare faults within quaternary deposits, document a very recent and ongoing normal faulting activity within the western Alps. We have collected fault data from 200 stations, where systematic fault measurements have been used to calculate paleostress tensors, using the Direct Inversion Method [Angelier 1990]. Incorporating previous data from the Simplon area [Grosjean et al. 2004] and the Briançon area [Sue 1998], our paleostress data-base now covers most of the inner Western Alps in a continuous and quite homogenous way. The most salient features of this data base are as follows:

- A dominant extension direction is oriented in a strike parallel orientation, gradually changing from NNE-SSW near Simplon pass and in the southern Valais to NNE-SSW in the Aosta valley, to N-S in the Vanoise massif to WNW-ESE in the Briançonnais area. This extension is materialized in the form of a set of faults with an orientation in a fan like pattern, radial to the Alps.
- A minor part of faults indicate an orogen-perpendicular extension, materialized in the form of longitudinal faults. This faulting style is best developed in the southern, Briançonnais area and diminishes progressively in importance northeastward.
- transcurrent, dextral strike-slip is observed all along the belt from the Simplon down to the Briançonnais. Strike slip movement is younger than extension in the southern (Vanoise and Briançonnais) areas whereas it is older than orogen-perpendicular extension in the northern (southern Valais). Tensional paleo-stress axes ( $\sigma_3$ ) of the transcurrent tensors are close to those of the extensional tensors.

We interpret these observations as evidence for at least two stages in the Neogene evolution of the Western Alps:

1) During the latest stages of collision with a general NW-ward advance and anticlockwise rotation of the Apulian microplate, pushing further into the European foreland and squeezing the already formed stack of alpine nappes, the core parts of the central Alps are reacting by lateral extrusion to the South (Ligurian sea), accommodated by orogen-parallel extension and dextral strike slip along orogen-parallel fault lines. Locally, vertical pinching of uplifted bodies (External and Internal Crystalline Massifs), with normal relative motion could have induced orogen-perpendicular extension.

2) The present day situation of the Alps is characterized by the absence of convergence between Apulia and Europe, and seismotectonics document a general extensional regime all along the inner Western Alps [Delacou et al. 2004]. The present day extensional directions ( $\sigma_3$ ) are systematically oriented at a high angle to the strike of the Alpine chain, in agreement with the a minor portion of the faults of our faulting data-base. The current tectonics of the Alps are best explained in terms of gravitational equilibration and collapse.

The transition between these two regimes is probably of Pliocene age, related to the diminution of the convergence and the erosion rate increasing in the Alps.

---

## PREAMBULE

Cette étude vise à préciser l'histoire tardi-orogénique des Alpes occidentales grâce à l'étude de la fracturation. En caractérisant la déformation cassante, tardive dans l'histoire des Alpes occidentales, nous souhaitons cerner la nature et les orientations des contraintes et des déformations pour proposer un scénario géodynamique cohérent. Ce volume de thèse est construit autour de quatre articles soumis ou déjà publiés, auxquels j'ai ajouté des parties inédites. Cette thèse fait partie d'un projet comprenant deux autres doctorants, Bastien Delacou, qui a travaillé sur la tectonique actuelle de la chaîne et Cécile Allanic, qui travaille sur la tectonique cassante du dôme Lépontin. Ces travaux conjoints permettent de proposer des résultats importants pour la compréhension de la tectonique cassante des Alpes occidentales. Les conclusions finales se basent donc également sur deux autres articles rédigés par Bastien, présentés en annexe.

Dans **une première partie**, je rappellerai succinctement le cadre géodynamique alpin et l'histoire précoce de la chaîne, en fournissant certaines références utiles à tout travail de géologie alpine. La chaîne des Alpes occidentales a été étudiée par un grand nombre d'auteurs depuis le début du XX<sup>ème</sup> siècle [e.g. Argand 1916], les références s'y rapportant sont très nombreuses.

J'aborderai ensuite les méthodes utilisées pour cette analyse : la morphotectonique, qui permet d'observer les objets géologiques à grande échelle et de quantifier la topographie, le travail de terrain proprement dit, indispensable à toute réflexion, et surtout les méthodes d'inversion de populations de failles utilisées pour déterminer les directions de paléocontraintes. Je détaillerai la méthode proprement dite du « protocole » que je me suis fixé pendant les processus d'inversion. J'aborderai succinctement les limites de cette méthode, et les précautions à prendre dans l'interprétation des résultats.

**Une seconde partie** permettra de présenter mes résultats, qui s'appuieront largement sur des articles. Cette partie suivra donc un ordre chronologique et géographique et sera construite autour des articles : trois campagnes de terrains ont fait, pour chacune d'entre elles, l'objet d'une publication. Le premier chapitre traite de la tectonique cassante du Sud Valais (Suisse), analysée grâce aux calculs de paléocontraintes et à l'approche morphotectonique. Le deuxième chapitre concerne les paléocontraintes dans la région du Val d'Aoste (Italie), et propose un modèle tectonique régional. Le troisième chapitre présente les données de fracturation en Vanoise (France) et en rive gauche de la Maurienne, ainsi que l'analyse d'indices néotectoniques ponctuels. Dans un quatrième chapitre, je présente une discussion et des conclusions intermédiaires sur les données obtenues et leur analyse, ainsi que des éléments de discussion concernant l'âge de la fracturation observée et mesurée.

**Une troisième partie** permettra de synthétiser mes résultats, complétés par deux études comparables, au Nord-Est (col du Simplon) et au Sud (région de Briançon et Queyras). Cette synthèse, soumise à *Tectonics*, donne une image à grande échelle de la fracturation des Alpes occidentales internes. Cette partie sera constituée de l'article mis en page, précédé d'un résumé en français.

**Une quatrième partie**, rédigée conjointement avec Bastien Delacou nous permettra de présenter une synthèse dans le temps et l'espace de la déformation des Alpes occidentales. Cette synthèse nous permet de proposer deux modèles géodynamiques distincts, pour la déformation Miocène d'une part, et pour la déformation actuelle d'autre part.

---





---

## PREMIERE PARTIE

### Objets et méthodes

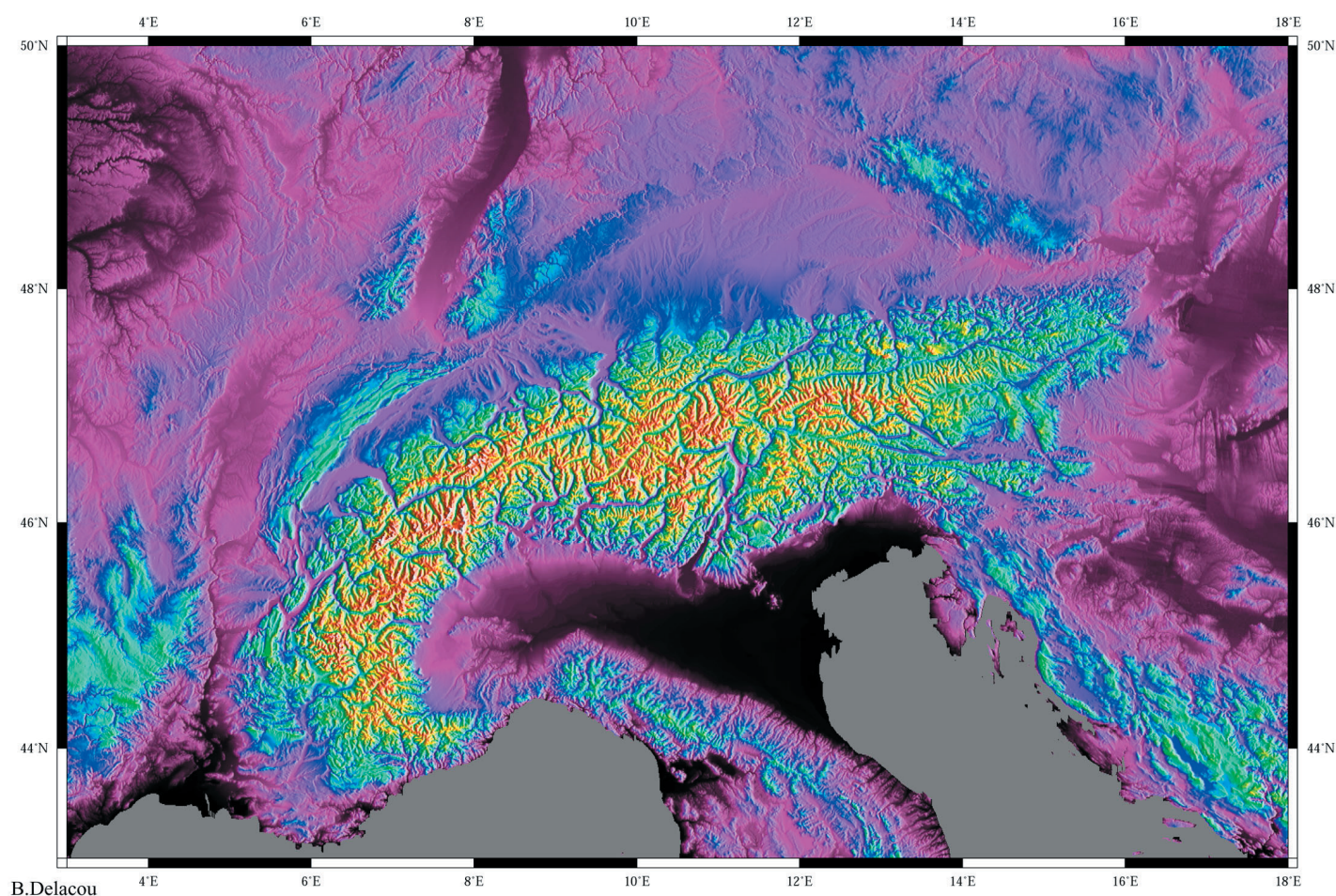
---

*«Mais je n'ai nulle envie d'aller chez les fous », fit remarquer Alice.  
Oh ! vous ne sauriez faire autrement, dit le Chat : Ici, tout le monde est fou.  
Je suis fou. Vous êtes folle.  
Comment savez-vous que je suis folle ? demanda Alice.  
Il faut croire que vous l'êtes, répondit le Chat ; sinon, vous ne seriez pas venue ici.»*

L. Carroll

## I Cadre géodynamique alpin

*Le travail présenté dans cette thèse concerne les déformations récentes de la partie occidentale des Alpes (figure I.1). Cette introduction esquisse l'évolution géodynamique des Alpes occidentales pendant le cycle alpin, pour mieux comprendre la structure actuelle et les déformations récentes. L'histoire de la structuration alpine est connue grâce à de très nombreuses publications parues principalement depuis le début du XXème siècle [Argand, 1911; 1916], et en particulier depuis les années 1960 [e.g. Ellenberger, 1958; Trumphy, 1960; Goguel, 1963; Barfély et al., 1968; Dewey et Pitman, 1973]. L'histoire complète du cycle alpin n'est pas le sujet de ce travail, je renvoie le lecteur à des ouvrages ou articles généraux pour plus de détails [e.g. Tricart, 1984; Choukroune et al., 1986; Coward et al., 1989; Escher et al., 1997; Lemoine et al., 2000; Schmid et Kissling, 2000; Dal Piaz, 2001; Marthaler, 2001]. Néanmoins, je présente ici quelques clés indispensables à la compréhension globale de la chaîne alpine et à la lecture de cette thèse.*

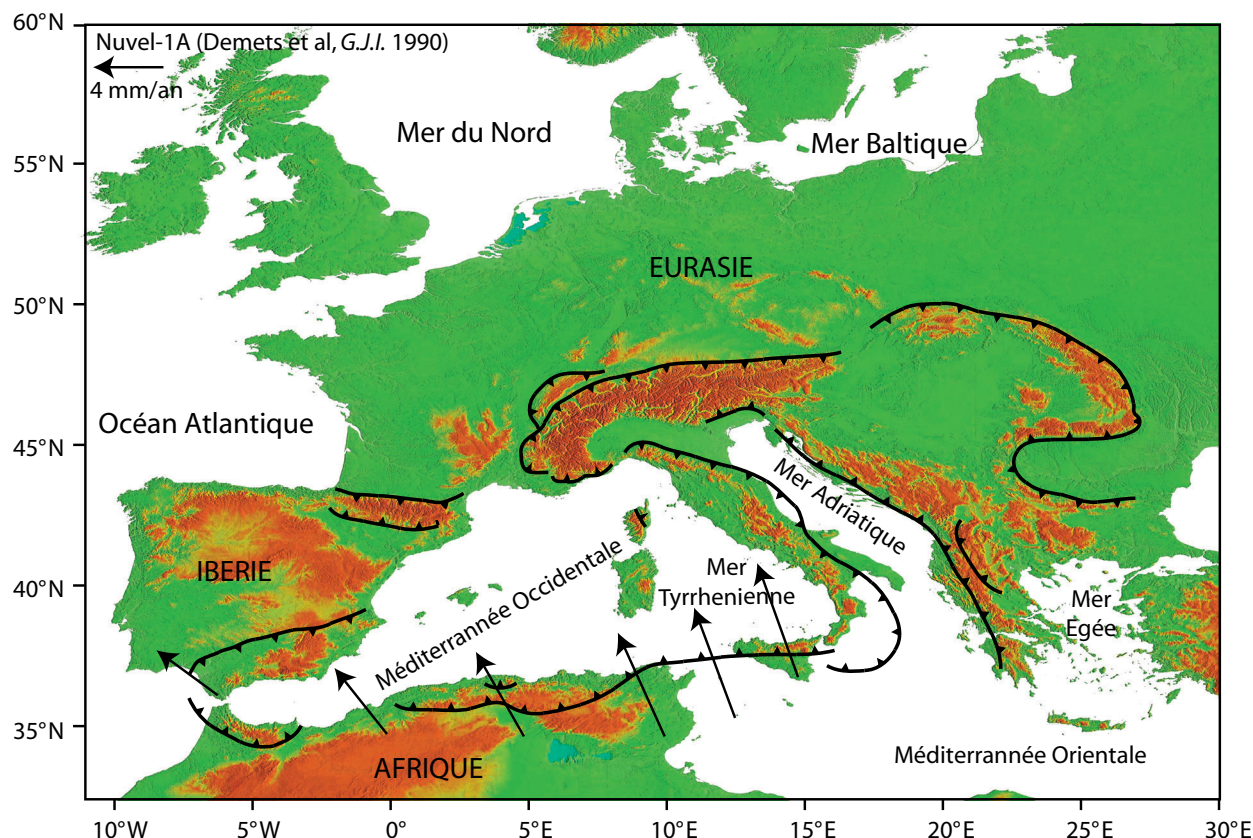


**Figure I.1:** Modèle Numérique de Terrain (MNT) des Alpes et des régions avoisinantes.



## 1) Cadre général

Les Alpes font partie des chaînes alpines péri-téthysiennes, formées pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque, qui s'étendent du Maghreb à l'Extrême Orient. Une partie de ces chaînes de montagnes (les chaînes péri-méditerranéennes) est issue de l'ouverture, puis de la fermeture de bassins océaniques du système téthysien [e.g. Stampfli *et al.*, 2002]. L'existence de ces orogènes est liée à la convergence des plaques africaine et européenne et à l'interposition de blocs ou microplaques (figure I.2 et I.3).

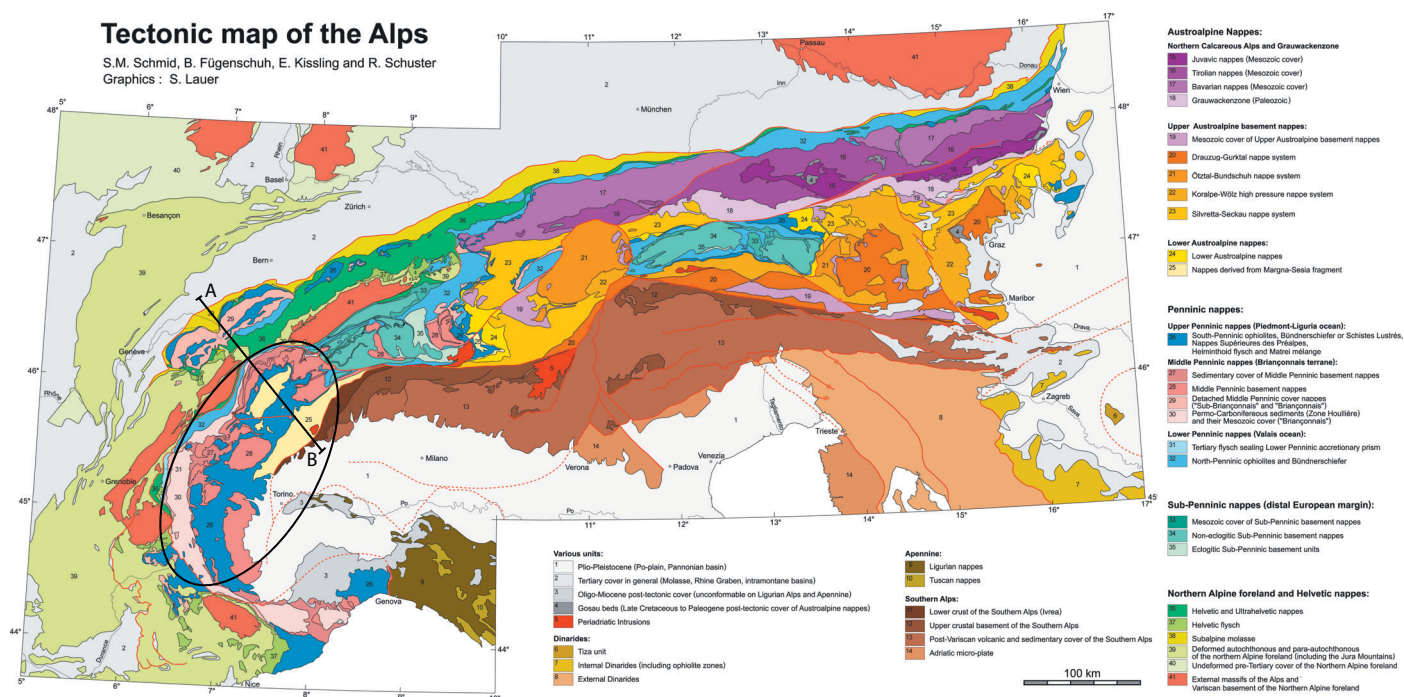


**Figure I.2:** MNT de l'Europe soulignant la position des chaînes alpines péri-méditerranéennes dans leur cadre géographique.



**Figure I.3:** Carte tectonique de l'Europe péri-méditerranéenne [Lemoine *et al.*, 2000].

Les Alpes *s.s.* s'étendent sur un millier de kilomètres, entre Gènes et Vienne, avec une largeur comprise entre 100 et 400 kilomètres. On peut les subdiviser sur des critères géographiques, géologiques et topologiques, en trois parties distinctes : les Alpes occidentales, qui forment un arc entre la mer Méditerranée et le Valais, les Alpes centrales, entre le Valais et les Grisons (Suisse orientale), et les Alpes orientales et méridionales, qui s'ensellent dans le bassin Pannonien à l'Ouest des Carpates (figure I.4).



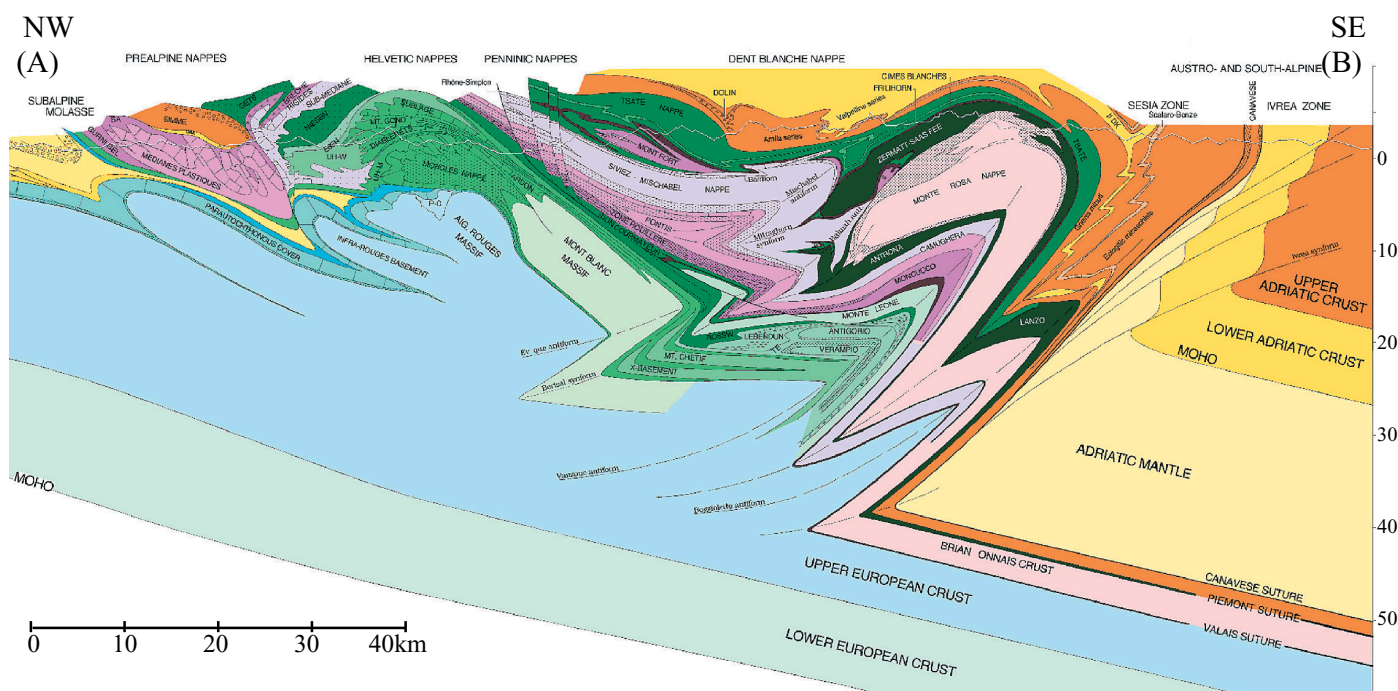
**Figure I.4:** Carte tectonique des Alpes [Schmid *et al.*, 2004], localisation de la zone d'étude (ellipse) et de la coupe de la figure I.5 (segment A-B).

Cette thèse se concentre sur l'arc des Alpes occidentales; il est classiquement subdivisé en deux parties, séparées par le Chevauchement Pennique Frontal: La zone externe et les zones internes [e.g. Argand, 1916]. Ce chevauchement majeur juxtapose des unités paléogéographiques distinctes, ayant eu des histoires tectono-métamorphiques différentes: globalement, les unités de la zone externe correspondent aux parties proximales de la marge européenne, qui ont été peu raccourcies et peu métamorphisées lors de l'histoire alpine, alors que les unités internes correspondent aux parties plus distales et au plancher océanique, qui ont subi un métamorphisme et un raccourcissement plus fort. Une coupe montre cette juxtaposition d'unités distinctes (figure I.5), et met également en relief les différences des styles tectoniques de la zone externe et des zones internes.

## 2) De la chaîne Hercynienne à la Téthys alpine

La chaîne Hercynienne (Carbonifère et Permienne) disparaît à la fin du Paléozoïque par un amincissement crustal de type «basin and range» [Ménard et Molnar, 1988]. Les structures tardi-hercyniennes se caractérisent par des bassins sédimentaires et des intrusions granitiques liées à de grands décrochements et les bassins losangiques (pull-apart) associés. Ces structures sont recouvertes par les sédiments triasiques (figure I.6a). La direction NE-SW, actuellement très bien exprimée dans les Alpes par la foliation métamorphique et les failles d'âge hercynien (dans les Massifs Cristallins Externes du Mont Blanc et de Belledonne en particulier) est l'une

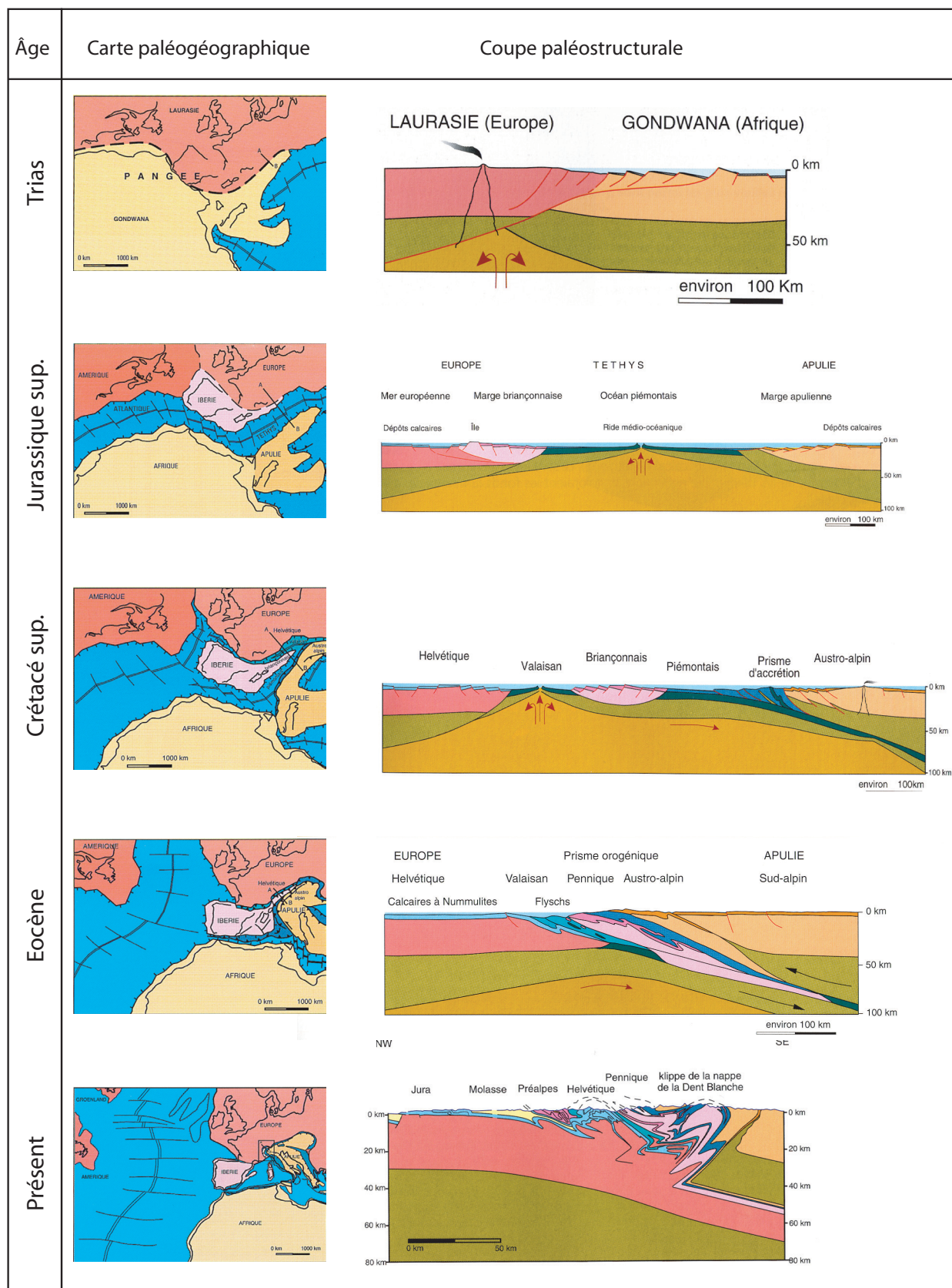




**Figure I.5:** Coupe crustale NFP20 West [Escher *et al.*, 1997]. Les teintes oranges et ocres représentent les unités Austro-alpines, les teintes vertes foncées le domaine valaisan (Lanzo, Tsaté...), les teintes roses et mauves le domaine Briançonnais (Siviez-Mischbel, Pontis, Mont-fort, Médianes plastiques...), les teintes vertes (claires) la marge européenne allochtone (Morcles, Mont-Blanc, Antigorio...), les teintes bleues la marge européenne subautochtone et les teintes jaunes les séries molassiques tertiaires.

des directions hercyniennes principales [Von Raumer *et al.*, 1999]. Ces directions, constituent un prédécoupage du continent pangéen qui a permis de localiser les déformations lors de l'extension jurassique et de la compression alpine [Lemoine *et al.*, 1981; Lemoine *et al.*, 1986; Champagnac, 2001]. Ainsi, le rifting (Trias et Lias inférieur) qui abouti au Lias et Dogger à l'ouverture de la Téthys alpine (océan Liguro-Piémontais, figure I.6b) réutilise ces directions [Lemoine *et al.*, 1986]. Une autre ouverture océanique, au Crétacé (figure I.6c) reprend les sédiments post-rift et conduit plus au Nord à la formation de l'océan valaisan [Jeanbourquin et Burri, 1991; Stampfli *et al.*, 1998; Claudel et Dumont, 1999]. Ce bassin océanique étroit délimite le micro-continent Briançonnais, également intégré au prisme alpin. Ces ouvertures océaniques font partie d'un contexte global d'extension qui voit l'éclatement de la Pangée et la formation de l'océan Atlantique au cours du Jurassique Moyen. Elles s'expriment par un rifting créant des bassins en demi-graben de dimension décakilométrique [Barfèty *et al.*, 1979; Lemoine *et al.*, 1981; Lemoine *et al.*, 1986] séparés par de grandes failles normales crustales, puis la création de marges passives subsidentes. Les séries des marges continentales sont issues de blocs de socle basculés et de sédiments déposés sur ces blocs. Les séries océaniques quant à elles sont issues du plancher océanique (roches basiques et ultrabasiques) et des sédiments sus-jacents. Du continent à l'océan, on retrouve les domaines paléogéographiques suivants (figure 6b):

- le domaine Dauphinois (ou Helvétique) est constitué de séries marno-calcaires du Jurassique épaisses et souligné par de grosse barres de calcaire massif du Crétacé, qui surmontent le socle paléozoïque (Massifs Cristallins Externes, MCE).
- Les domaines Ultradauphinois (ou Ultrahelvétique) et Valaisans sont essentiellement constitués de flyschs paléocènes à éocènes produits par l'émersion de la chaîne éoalpine.
- Le domaine Briançonnais, est composé de socle paléozoïque composant les Massifs



**Figure I.6:** Evolution paléotectonique des Alpes du trias à l'actuel (en carte, à gauche, et en coupe, à droite) [Marthaler, 2001].

Cristallins Internes (MCI) recouverts d'une épaisse pile sédimentaire (Trias à Crétacé principalement). Le domaine Briançonnais correspond à un micro-continent ayant eu une cinématique propre avant son incorporation dans le prisme alpin.

- Les domaines Liguro-Piémontais, correspondent au plancher océanique recouvert de sédiments profonds (les futurs Schistes lustrés).
- Les unités Austro-Alpines proviennent du socle et de la couverture de la marge africaine. Ces unités sont particulièrement exprimées dans les Alpes orientales mais ne constituent que la nappe de la Dent Blanche dans les Alpes occidentales.

Au cours de l'orogénèse alpine, ces différentes unités paléogéographiques vont constituer la base des zonations métamorphiques et tectoniques. A une échelle locale, des distinctions importantes sont à faire, et des unités juxtaposés peuvent avoir eu des histoires métamorphiques différentes [e.g. Rolland *et al.*, 2000].

### 3) Subduction puis collision (histoire compressive)

Au Crétacé Supérieur, l'ouverture de l'Atlantique Nord provoque l'arrêt de l'ouverture de la Téthys alpine, le rapprochement entre l'Afrique et l'Europe et l'initiation d'une subduction à vergence Sud-Ouest [e.g. Stampfli *et al.*, 2002]. La marge Européenne subduit sous la micro-plaque Adriatique. Cette micro-plaque, en relation avec la plaque Africaine a joué un rôle déterminant dans l'histoire alpine. La subduction (Crétacé à Eocène) transporte à grande profondeur certaines parties de la marge européenne (nappes Léopontines, ou nappes Penniques Inférieures), du micro-continent Briançonnais (Mont Rose, Grand Paradis et Dora Maira) et les planchers océaniques Ligure (Schistes lustrés) et Valaisan (Flyschs métamorphiques). Le métamorphisme éoalpin, de haute pression [e.g. Goffe et Velde, 1984; Platt et Lister, 1985; Lemoine et Tricart, 1993] indique des profondeurs d'enfouissement de 50 à 100 km suivant les unités affectées [Goffé et Choppin, 1986; Jolivet *et al.*, 1998]. Certaines parties du plancher océanique ne sont pas subduites, et on observe dans les Alpes une suture, caractérisée par des roches basiques, d'affinité océanique, obductées et intégrée au prisme pennique. La subduction est suivie dès l'Oligocène par une collision continentale *s.s.* entre les marges Européenne et Apulienne (« Africaine »). Cette collision provoque de grands charriages, des plis, des chevauchements, des schistosités, et, d'une manière générale, une importante déformation ductile compressive [e.g. Trumpy, 1960; Tricart, 1980; Lemoine *et al.*, 2000; Schmid et Kissling, 2000] à vergence pro- (vers le Nord et l'Ouest) puis rétro- (vers le Sud et l'Est). Cette déformation ductile est complexe et polyphasée. La juxtaposition des unités Austro-Alpines (klippe de la Dent Blanche), Penniques (zones internes métamorphiques) et Externe (marge Européenne peu métamorphique) est directement issue des stades précoces de cette collision (figure I.6d).

Au Miocène, la déformation s'exprime en domaine plus cassant, avec des chevauchements qui se propagent des domaines internes vers les domaines plus externes (vers le Nord et l'Ouest) et qui affectent principalement la marge Européenne. Les nappes de couverture (nappes Helvétiques) mises en place au cours de l'Oligocène [Dietrich et Casey, 1989] sont déformées par le soulèvement des Massifs Cristallins Externes [e.g. Burkhard, 1986; 1988; Seward et Mancktelow, 1994; Bogdanoff *et al.*, 2000; Dumont *et al.*, in press]. Les massifs subalpins plus externes (Dauphinois) continuent à se déformer pendant le Miocène, en avant des Massifs Cristallins Externes qui se soulèvent [Burkhard, 1990; Seward et Mancktelow, 1994]. La formation, au Miocène supérieur des chaînes d'avant-pays (« folds and thrust belt ») du Jura et de la nappe de Dignes signe les derniers épisodes compressifs de l'orogène alpin [e.g. Ritz, 1991; Sommaruga, 1999] (Figure I.6e).

Au cours de cette longue histoire compressive, un important bassin d'avant-pays (le bassin molassique) subsiste par flexure, en avant de la chaîne alpine de l'Oligocène au Miocène Moyen.



Les sédiments qui s'y déposent sont progressivement déformés et intégrés aux structures alpines. Le transfert de la déformation en avant du bassin molassique, au front du Jura, provoque le soulèvement de celui-ci et l'arrêt de la sédimentation de molasse.

L'histoire alpine est également marquée par une importante déformation décrochante qui affecte toutes les unités tectoniques. Le rôle de ces mouvements décrochants liés à des rotations est considéré comme majeur par certains auteurs [Goguel, 1963; Gidon, 1974; Choukroune *et al.*, 1986; Ricou et Siddans, 1986; Ménard, 1988; Vialon *et al.*, 1989; Laubscher, 1996; Thomas *et al.*, 1999; Collombet *et al.*, 2002]. L'origine géodynamique de ces décrochements reste discutée, mais ils sont probablement liés aux mouvements et à la rotation anti-horaire de la micro-plaque apulienne.

Les différentes phases compressives sont détaillées dans un tableau synthétique (figure I.7) intégrant les déformations alpines dans leur cadre géodynamique.

Period	Stage	Age	Anom.	Tectonic Phases	Plate Motion	Alps
HOLOCENE						
PLIOCENE				PHASE 6	↖	JURA FOLDING
MIOCENE	U	5				
		9	5			
	M					
		12			↗	
				PHASE 5		HELVETIC THRUSTING
	L	19				
OLIGOCENE		25			↑	
	CHATTIAN					
	RUPELIAN	38	13			BACKFOLDING
EOCENE	PRIABONIAN			PHASE 4	↗	PENNINIC/AUSTRO-ALPINE THRUSTING
	BARTONIAN					
	LUTETIAN					
	YPRESIAN	51	21			
PALAEOCENE		55	24	PHASE 3	VERY SLOW MOTION	PALAEOCENE RESTORATION
	THANETIAN					
	DANIAN					
CRETACEOUS	LATE	65	30			
		67				
		74	33		↗	THRUSTING, HIGH PRESSURE METAMORPHISM AND SUBDUCTION OF CONTINENTAL CRUST
		84	34	PHASE 2		
					↗	
	EARLY	92				
JURASSIC		118	MO	PHASE 1	↘	EXTENSIONAL BASINS
TRIASSIC		160				
		220				

**Figure I.7:** Tableau de corrélation entre la direction générale du mouvement entre l'Afrique et l'Europe et les différents épisodes tectoniques dans les Alpes et la Méditerranée [Dewey *et al.*, 1989].



#### 4) L'évolution extensive tardive

L'histoire la plus récente des Alpes occidentales internes apparaît depuis une dizaine d'années comme dominée par des processus extensifs [Mancktelow, 1992; Aillères *et al.*, 1995; Tricart *et al.*, 1996; Sue, 1998; Cannic *et al.*, 1999; Rolland *et al.*, 2000; Schwartz, 2002; Sue et Tricart, 2003; Malusa, 2004]. Cette évolution tardive s'exprime par une déformation principalement extensive et décrochante, alors que l'évolution précoce se caractérisait dans des déformations principalement compressives. Des déformations extensives des zones internes sont décrites dès l'Oligocène, en condition ductile [e.g. Ballèvre *et al.*, 1990; Mancktelow, 1990; Rolland *et al.*, 2000; Ganne *et al.*, 2004; Schwartz *et al.*, 2004].

Des déformations extensives cassantes ont été décrites localement [Sue et Tricart, 1999; Bistacchi *et al.*, 2000; Sue et Tricart, 2002; Grosjean *et al.*, 2004; Malusa, 2004], en suggérant que l'ensemble des zones internes ait connu ce type de déformations. Comme nous le verrons, l'extension cassante est un mécanisme prépondérant dans la partie interne de l'arc alpin occidental ; elle se place nécessairement pendant le Néogène, pendant que les zones externes sont soumises à un régime compressif. L'objet de ce travail est de préciser la nature et l'importance de cette tectonique cassante extensive, et de proposer une explication cohérente avec les observations.

La déformation active, caractérisée par la sismotectonique, est principalement extensive dans les zones internes, alors que le régime tectonique de la zone externe est décrochant et compressif [Eva *et al.*, 1998; Sue *et al.*, 1999; Delacou *et al.*, 2004; Kastrup *et al.*, 2004].

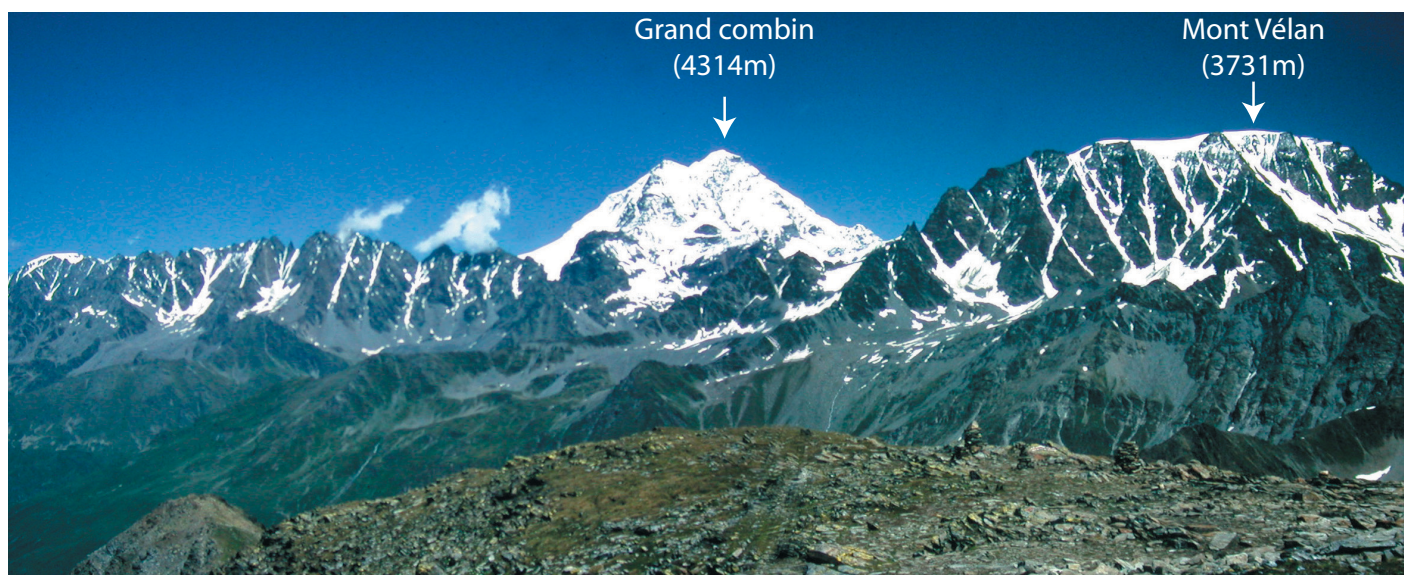
La comparaison avec d'autres orogènes (Himalaya, Andes, Alpes orientales, Apennins, Basin and Ranges, Chaîne Hercynienne...) montre que l'évolution tardive d'une chaîne de montagne passe par des processus extensifs [e.g. Molnar et Tapponnier, 1978; Wernicke et Burchfield, 1982; Herren, 1987; Dewey, 1988; Le Pichon *et al.*, 1997; Rey *et al.*, 2001; Seyferth et Henk, 2004]. Les origines géodynamiques de ces processus extensifs sont nombreuses, et dépendent des forces internes (forces de volumes) et externes à la chaîne (forces aux limites). Je reviendrai sur cette discussion dans la dernière partie de cette thèse.

## II. Méthodes

*Cette étude se base sur l'analyse de la fracturation à différentes échelles. Les méthodes utilisées visent à la détection, la visualisation et la quantification des réseaux de failles présents dans les Alpes occidentales internes.*

*Les failles sont des discontinuités qui ont permis un (ou plusieurs) mouvement(s). Il est donc possible d'étudier la répartition spatiale de ces discontinuités, principalement grâce aux outils de télédétection et aux observations de terrain ; il est également possible de caractériser les mouvements pour retrouver le(s) champs de contraintes et de déformations associé(s).*

*Je présente ici trois approches complémentaires, la morphotectonique (structures décakilométriques à hectométriques), le travail de terrain (structures kilométriques à centimétriques, figure I.8) et les méthodes d'inversion basée sur l'orientation de failles (plans striés décimétriques à métriques) qui permettent de calculer l'orientation des axes principaux de paléocontraintes.*



**Figure I.8:** Panorama du Grand-Combin et du Mont Vélan depuis le col du Grand Saint Bernard. On remarque une fracturation importante, soulignée par la neige.

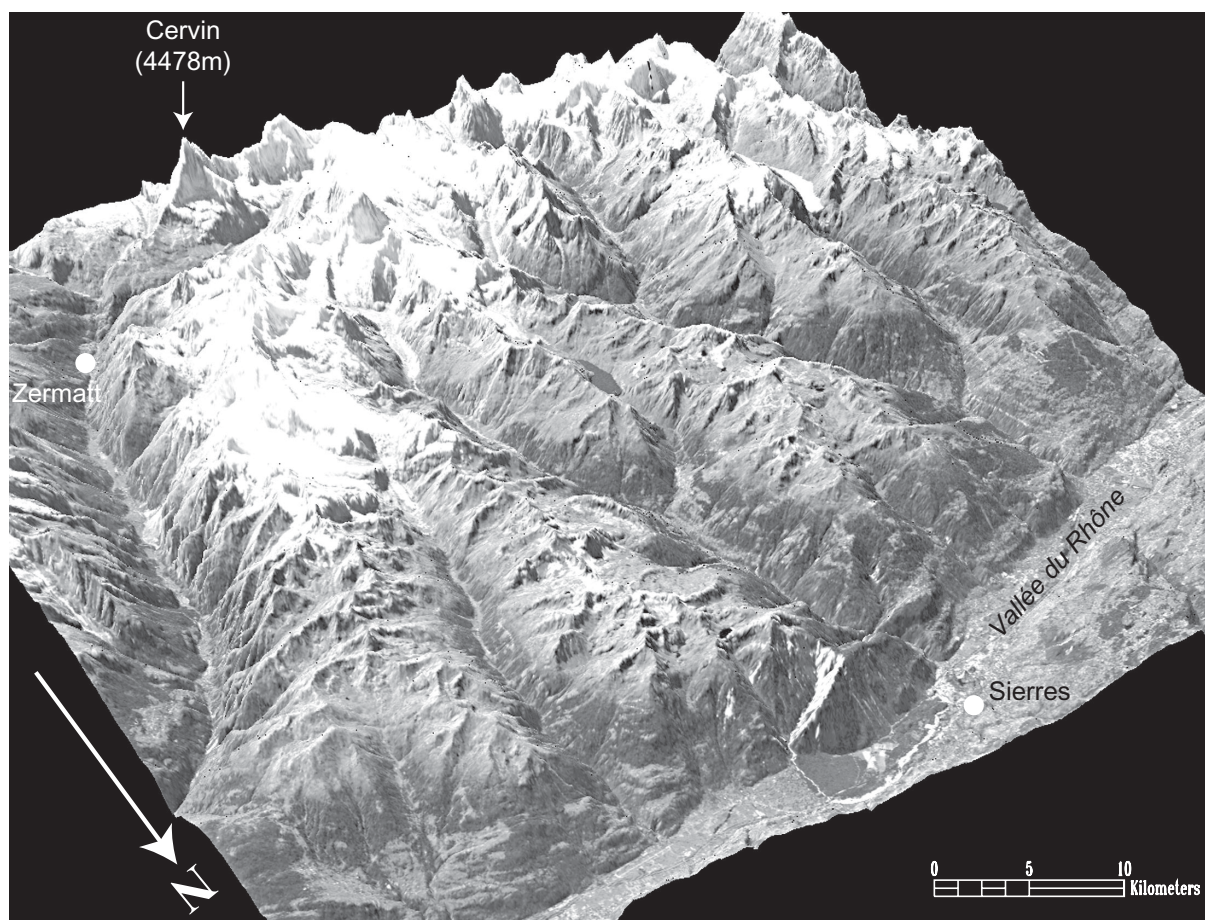
### 1) études morphotectoniques

La topographie résulte de l'interaction entre la tectonique, le climat, les lithologies, et dans une moindre mesure la végétation. Le signal tectonique, que nous avons cherché à mettre en évidence dans cette étude, est directement lié à la présence et au fonctionnement de failles. Il est principalement enregistré dans le réseau hydrographique, par le décalage latéral et/ou vertical des drains, et la concentration des cours d'eau dans des couloirs de failles. Le signal tectonique est également enregistré directement dans la topographie : l'action mécanique (fracturation liée aux mouvements) et physico-chimique des failles (rôle des circulations de fluides) conduit à une fragilisation de la roche encaissante, qui se traduit par des variations de pentes, des talwegs, des cols alignés ou même des contre-pentes si la faille est importante.

L'analyse qualitative et quantitative de documents de télédétection, images satellitaires, photos aériennes et Modèles Numériques de Terrain (MNT) présente de nombreux avantages.

Tout d'abord, ils permettent d'avoir une vision globale, à grande échelle d'une région étudiée en 2D et 3D (figure I.9). De plus cette vision varie en fonction du document consulté, et des traitements numériques appliqués. Ces différents supports permettent d'avoir une bonne idée de la structure et de la fracturation d'une région, préliminaire à un travail de terrain.

L'approche semi-quantitative des documents de télédétection permet, d'autre part, de détecter et de tracer des linéaments qui peuvent être (moyennant certaines précautions) assimilés



**Figure I.9:** Image satellite du sud Valais (IRS-1C pan, résolution 5.8m) drapée sur le MNT (Swisstopo, résolution 25m), vue est vers le Sud-Ouest.

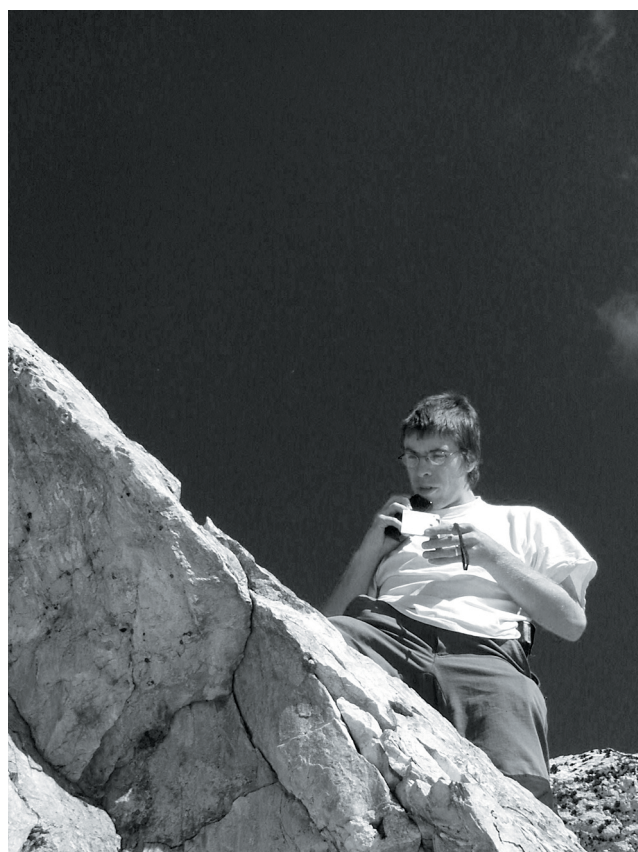


à des failles. Il est donc possible de tracer le réseau de failles et d'analyser quantitativement celui-ci. Je reviendrai dans le paragraphe consacré à l'étude morphotectonique du Valais sur les différents traitements qui accroissent la lisibilité des documents (MNT en particulier) et les précautions à prendre.

L'analyse quantitative, enfin, permet d'effectuer des calculs qui concernent directement la structure topographique d'une région. Différents paramètres peuvent être utilisés pour identifier un contrôle tectonique de la topographie [e.g. Kühni et Pfiffner, 2001; Angelier et Chen, 2002; Montgomery et Brandon, 2002; Musumeci *et al.*, 2003; Miliareisis et Iliopoulou, 2004; Persaud et Pfiffner, 2004]. La présence d'anomalies dans les profils en long de rivières (écart local au profil théorique à l'équilibre) permet d'estimer l'importance des perturbations du réseaux hydrographique par des facteurs externes ; les mouvements tectoniques font partie de ces facteurs, mais nous verrons que la détermination sans ambiguïté d'un signal tectonique dans un profil de rivière est problématique.

D'une manière très générale, les documents utilisés pour une approche morphotectonique ne fournissent qu'une vision partielle et numérique du terrain, qui dépend très fortement du capteur utilisé et des algorithmes de traitement en amont ; des aller-retours fréquents entre terrain et documents de télédétection sont indispensables à une bonne compréhension de la géologie.

## 2) Travail de terrain



**Figure I.10:** Géologue mesurant une série de failles normales dans des quartzites très fracturées au dessus des Arcs (site FRETTE, N°67 et N°68, Tarentaise). Photo B. Delacou.

Le travail de terrain a été capital pour cette thèse, et environ 8 mois lui ont été consacrés. Il constitue le corps de cette étude grâce aux mesures systématiques de populations de plans striés dans une grande partie de l'arc alpin. Ces mesures (plus de 4000 couples failles / stries, (figure I.10) ont permis de calculer près de 200 tenseurs de paléocontraintes. Ces campagnes de mesures ont également permis la recherche d'indices de déformations néotectoniques (Quaternaires à actuel), et l'interprétation de ces indices dans un cadre plus large. L'observation *in situ* de structures géologiques permet d'importants changements d'échelles, de l'expression dans le paysage d'une faille majeure à l'observation minutieuse des critères cinématiques d'un plan strié. Il est indispensable, par exemple, de contrôler *in situ* la nature des structures repérées sur le MNT. Il est également très important d'observer l'aspect des plans de failles, ce qui permet d'avoir une idée des conditions de la fracturation (minéralisations, fracturation associée, présence de gouge de faille, de cataclasite...).

Dans les chapitres qui suivent, ainsi que dans les articles joints, je présente un grand nombre de structures observées sur le terrain, principalement extensives, mais aussi décrochantes. Plus qu'un simple catalogue visant à démontrer l'importance de l'extension dans les Alpes internes, ces photos interprétées cherchent à montrer les différents styles tectoniques de la déformation cassante. C'est pourquoi j'ai essayé, autant que possible, de représenter à la fois les structures à l'échelle régionale, l'affleurement, l'analyse cinématique (plans et stries) et le tenseur des paléocontraintes associé. Ces changements d'échelle sont fondamentaux pour avoir, au final, une vision globale de l'objet étudié.

### 3) Inversion

#### *a) Théorie, hypothèses de base et conventions*

Cette thèse s'appuie en grande partie sur la détermination des axes de paléocontraintes par l'inversion de population de plans striés. Les méthodes d'inversion sont basées sur les principes de Bott [1959] et de Wallace [1951], qui considèrent que la direction de la strie portée par le plan de faille est parallèle à la direction de la contrainte tangentielle sur ce plan.

Les méthodes d'inversion sont basées sur un certain nombre d'hypothèses, qu'il est en principe indispensable de vérifier:

- Le milieu doit être homogène, isotrope dans le site de mesure et exempt de déformation plastique.
- Le champ de contraintes est uniforme dans le site de mesure et constant au cours du temps au sein d'une même «phase» tectonique.
- Les glissements sur les plans sont libres (pas de frottements), indépendants les uns des autres et sont coaxiaux à la contrainte tangentielle.
- Les rotations doivent être négligeables, donc les mouvements sur les plans de failles faibles.

En pratique, ces hypothèses sont difficilement vérifiables. J'ai donc cherché à m'approcher le plus possible des hypothèses théoriques, en ne mesurant des failles que dans des sites de taille restreinte (quelques centaines de mètres au maximum), et loin des failles majeures.

Strictement parlant, le «tenseur de paléocontraintes» concerne uniquement la partie anisotrope du tenseur complet (4 des 6 paramètres du tenseur complet); la partie isotrope et la magnitude des contraintes du tenseur complet ne sont pas accessibles par les méthodes d'inversion.

Pour résoudre le problème inverse de la détermination de tenseurs de paléocontraintes à partir de populations de plans striés, j'ai utilisé principalement la méthode d'inversion directe [Angelier, 1990]. Cette méthode analytique est basée sur la minimisation d'une fonction croissante des angles différentiels (angle entre la strie mesurée et la strie théorique recalculée à partir de la solution). Pour chaque faille, l'angle différentiel indique le degré de compatibilité avec le tenseur calculé. La représentation sous forme d'histogramme de ces angles différentiels, ainsi que le calcul de l'angle différentiel moyen permet d'estimer la qualité du tenseur calculé.

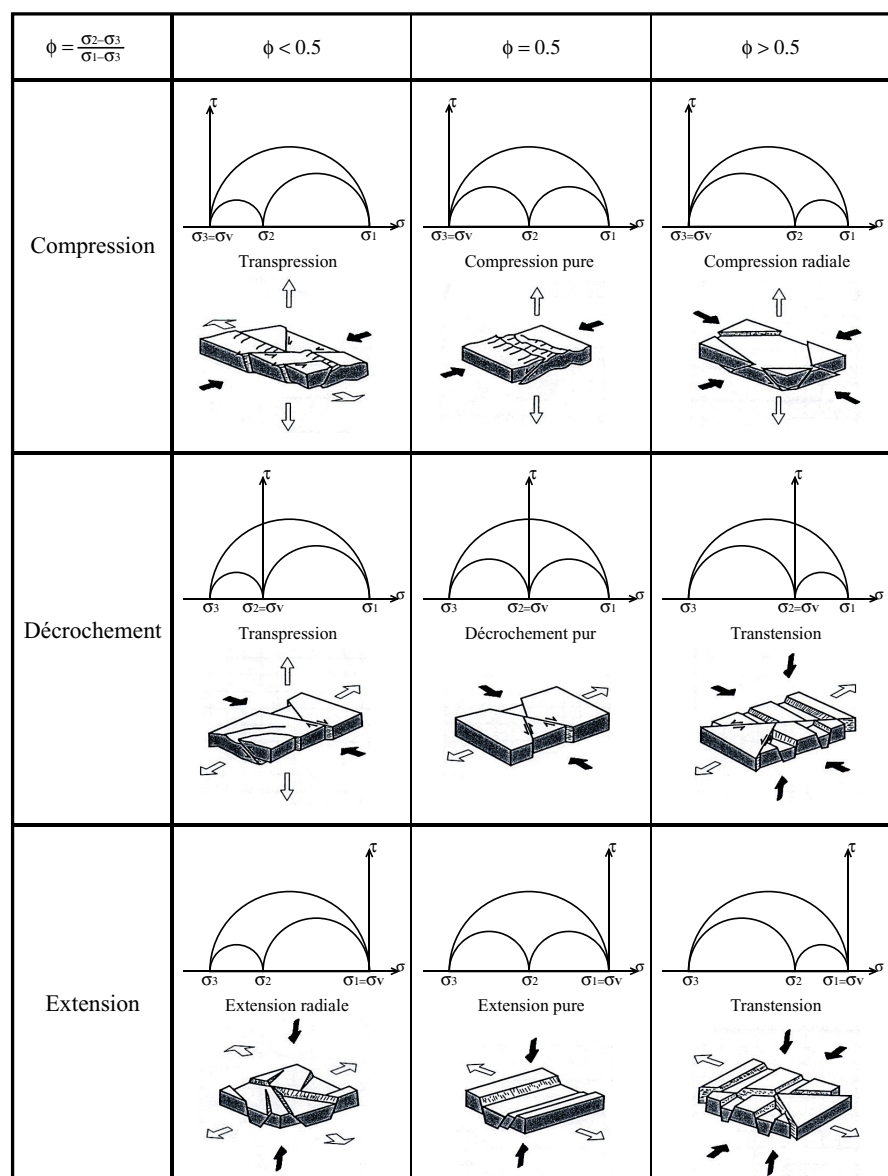
La solution caractérise entièrement le tenseur réduit des contraintes, c'est à dire l'orientation des axes de contraintes principaux  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  ( $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ ), ainsi que le paramètre de forme de l'ellipsoïde des contraintes ( $\Phi$ ) [Angelier, 1984; Angelier, 1990]. Ce paramètre permet d'accéder aux intensités relatives des axes principaux de contraintes.

Il est défini par  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  et  $0 < \Phi < 1$  et fournit une indication supplémentaire sur l'état de contrainte [Ritz et Taboada, 1993; Delvaux *et al.*, 1995] (Figure I.12).

Localement, deux déformations cassantes ont été observées dans un même site. Dans ce

cas, la chronologie a rarement pu être déduite grâce aux recoupements de plans, mais plus fréquemment grâce aux intersections de stries appartenant aux deux épisodes. Si ces critères de recoupement sont parfois nets (belles cristallisation de calcite en particulier), ils sont parfois ténus, et plusieurs observations sont nécessaires à différents endroits de l'affleurement pour qu'une chronologie locale puisse être acceptée. Dans certains sites, le passage d'un mouvement au suivant se fait de façon progressive et continue, comme l'atteste les stries courbes observées.

La représentation stéréographique est toujours en hémisphère inférieur (canevas de Schmidt). Sauf mention contraire, les plans sont notés selon l'azimut de leur ligne de plus grande pente (de 0° à 360°) et le plongement (de 0° à 90°) de cette ligne; les stries sont notées selon leur azimut et leur plongement. Si la valeur de l'azimut est précédé de la lettre «N», la notation indique la direction de la ligne horizontale (0°-179°); cette notation est employée le plus souvent quand le pendage est inconnu, ou pour les analyses cartographiques (par exemple: «...une faille N045°...» décrit une faille NE-SW).



**Figure I.11:** Tableau récapitulatif des états de contraintes en fonction du rapport  $\Phi$  ( $\Phi = [\sigma_2 - \sigma_3] / [\sigma_1 - \sigma_3]$ ) et du cercle de Mohr correspondant, pour des régimes compressifs, décrochants et extensifs [Ritz et Taboada, 1993]. Voir le texte pour la discussion.

### b) Protocole d'inversion

Les mesures ont été prises en région montagneuse, en climat relativement humide, et le développement de lichens ou de mousse sur les plans de failles rend parfois difficile la lecture des stries ; les meilleurs affleurements se sont avérés être des bords de route, piste ou chemin, ainsi que tout endroit terrassé mécaniquement. La plupart des mesures ont été notées vocalement au dictaphone puis reportées dans un carnet; cela a permis de gagner beaucoup de temps et de corriger immédiatement les petites erreurs. Le travail de traitement des données commence par le report du carnet dans le logiciel TectonicsFP [Sperner *et al.*, 1993] avec, pour chaque faille, l'orientation du plan et de la strie, le sens de cisaillement sur la strie, le critère de confiance de la mesure et un éventuel commentaire (taille de la faille, aspect du plan, appartenance à une famille, chronologie relative...). Le format d'entrée de TectonicsFP comprend deux valeurs (azimut et pendage) pour le plan et deux valeurs (azimut et plongement) pour la strie; il faut donc corriger les données pour que la strie soit comprise *mathématiquement* dans le plan. TectonicsFP considère que la mesure du plan est plus précise, et projette en conséquence la strie sur le plan, puis attribue à la strie une nouvelle orientation et indique à l'utilisateur l'angle entre la strie mesurée et la strie projetée. Le plus souvent, cet angle est inférieur à 3° ou 4°. Si l'angle est trop grand (plus de 10° par exemple), il faut reconsidérer les notes, et vérifier les données; souvent, il s'agit d'une erreur de notation ou de report qu'il est facile de corriger. Si la source de l'erreur reste inconnue, la mesure est supprimée. Le fichier « propre » obtenu constitue le matériel de base pour le processus d'inversion. Ce processus peut être long, et doit être fait prudemment ; le but est de produire des tenseurs qui soient le plus représentatif possible d'un état de paléocontraintes donné, et de trouver le juste équilibre entre la réduction du « bruit » et l'élimination de données pertinentes.

J'ai suivi les étapes suivantes pour les données présentées dans cette thèse :

- a. Représentation des failles sur un canevas de Schmidt et examen de la répartition spatiale.
- b. Calcul d'un premier tenseur par la méthode des dièdres droits [Angelier, 1979].
- c. Calcul du tenseur des contraintes par la méthode d'inversion directe [Angelier, 1990].
- d. Examen de l'histogramme de répartition des angles différentiels.
- e. Si le tenseur calculé par inversion directe est comparable avec celui calculé avec les dièdres droits, qu'il est cohérent avec les failles dont il est issu, et que l'histogramme est bon (unimodal, étroit et centré sur 0°), le tenseur est enregistré, ainsi que ses différentes représentations graphiques (figure I.12).
- f. Si ce n'est pas le cas, l'histogramme peut être bimodal. Dans ce cas, la population de failles contient probablement des failles normales et décrochantes ; il faut alors séparer ces deux populations, en s'aidant des angles respectifs des plans et des stries, ainsi que de l'histogramme (les deux modes correspondent généralement aux deux populations). Une fois le tri effectué, reprendre le processus à l'étape a. pour chacune des deux populations.
- g. Si l'histogramme n'est pas bimodal, mais simplement trop large, ou avec des valeurs erratiques, il faut détecter les mesures qui posent problème, et les éliminer une à une, en contrôlant à chaque fois la stabilité du tenseur. Le but n'est pas de garder uniquement les failles correspondant *a priori* à un tenseur « intuitif », mais d'éliminer les mesures qui parasitent ce tenseur (erreur de mesure, faille verticale à strie verticale, faille basculée ou fauchée, etc.). A chaque fois, reprendre la démarche depuis l'étape a.

Certains tenseurs sont « problématiques » et ne fournissent pas rapidement une solution satisfaisante. Si une solution acceptable n'est pas trouvée, le tenseur est rejeté pour assurer



une bonne qualité à l'ensemble des données. Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour déterminer des solutions récalcitrantes :

- La représentation en histogramme circulaire (diagramme en rose) des orientations de plan et des orientations des stries peut aider à mieux comprendre la base de données.
- La représentation graphique « Ginko », basée sur la méthode d'inversion multiple [Yamaji, 2000] permet d'observer la stabilité et l'unicité d'une solution d'inversion. Elle permet également de mieux comprendre les données pour obtenir une solution satisfaisante, sans toutefois fournir de résultats numériques.
- Il est également possible de prendre le tri «à l'envers» et de reconstruire la population de failles une à une en testant l'inversion à chaque fois. Ce procédé permet d'isoler une faille, qui, par une orientation particulière, met en échec le calcul.

Le protocole décrit ci-dessus permet d'effectuer le processus d'inversion prudemment, de minimiser le nombre de failles «étrangères» au tenseur et de tester la stabilité numérique de l'inversion d'une population de failles en fonction d'une ou plusieurs faille(s) en particulier. Au final, j'obtiens différents stéréogrammes (représentation des failles et directions des axes de contrainte), l'histogramme des angle différentiels et le cercle de Mohr associé au rapport  $\Phi$ , calculé d'après la solution graphique de Wallace [1951], ainsi que la représentation graphique des solutions issues du logiciel Ginko (Figure 1.12) . Cette solution graphique [Yamaji, 2000; 2003] utilise une double échelle pour représenter à la fois la probabilité d'une orientation d'axe  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  (échelle de saturation) et le rapport  $\Phi$  associé à cette orientation (échelle chromatique). Elle permet de déceler d'éventuelles solutions non-unique, et d'estimer la solution la plus probable ; cette méthode puissante ne fournit cependant pas de résultats numériques.

**Figure 1.12:** Exemple de population de failles: le site AMBIN. Toutes les représentations stéréographiques sont en canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, comme dans le reste de cette thèse. L'axe  $\sigma_1$  est toujours représenté par un cercle, l'axe  $\sigma_2$  par un carré et l'axe  $\sigma_3$  par un triangle. Le code couleur utilisé par défaut dans cette thèse est : rouge pour l'axe de pression (ou la compression), vert pour l'axe intermédiaire (ou le décrochement) et bleu pour l'axe de tension (ou l'extension).

De gauche à droite, et de haut en bas, les résultats obtenus grâce au logiciel TectonicsFP (excepté en bas à droite):

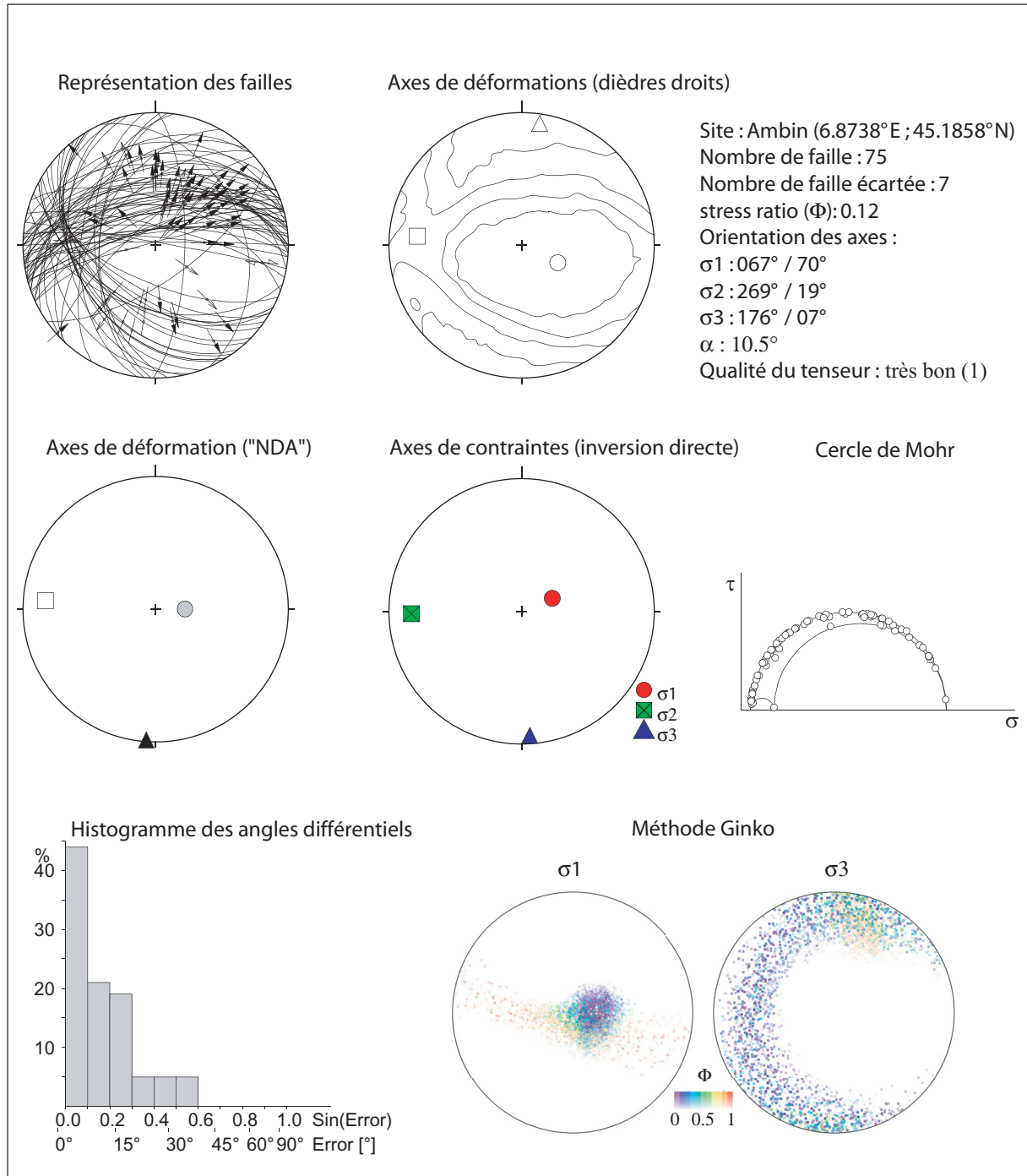
- Représentation des plans et des stries.
- Résultat du calcul de l'ellipsoïde de contraintes grâce à la méthode des dièdres droits [Angelier, 1979] et contour associé [Bingham, 1964; Sperner *et al.*, 1993].
- Données numériques (localisation, orientation et qualité du tenseur).
- Résultat du calcul de l'ellipsoïde de déformations grâce à la méthode «NDA» [Spang, 1972; Sperner *et al.*, 1993].
- Résultat du calcul de l'ellipsoïde de contraintes grâce à la méthode d'inversion directe [Angelier, 1990].
- Cercle de Mohr calculé grâce à une solution graphique [Wallace, 1951].
- Histogramme des angles différentiels de l'inversion directe.
- Représentation graphique des paramètres de l'inversion multiple [Yamaji, 2000], grâce au logiciel Ginko [Yamaji, 2003]. La saturation indique la probabilité de position de l'axe  $\sigma_1$  (à gauche) et  $\sigma_3$  (à droite) ; la teinte indique le rapport  $\Phi$  associé à cette probabilité. Sur cet exemple, on voit une très forte probabilité d'axe  $\sigma_1$  vertical avec un faible rapport  $\Phi$  (teintes bleues), ainsi qu'une grande dispersion de l'axe  $\sigma_3$ , également avec un faible rapport  $\Phi$ . Une seconde solution, moins probable, indique une dispersion de l'axe  $\sigma_1$  autour d'un axe horizontal, Nord-Sud, associé à un fort rapport  $\Phi$  (teintes oranges), et un axe  $\sigma_3$  stable.



## c) Critère de qualité

Une fois le tenseur calculé et enregistré, un critère de qualité lui est attribué en fonction de la difficulté à obtenir un résultat correct, et en fonction de paramètres quantitatifs. Ce paramètre est important pour prendre du recul par rapport aux résultats obtenus et permet *a posteriori* de considérer avec plus ou moins de circonspection chaque orientation sur les cartes. Il prend en compte :

- le nombre de failles utilisées pour calculer le tenseur, le pourcentage de failles rejetées



**Figure I.12:** Exemple de population de failles: (voir la légende page de gauche).

et la répartition spatiale de ces failles. Globalement, un tenseur sera considéré comme *faible* s'il est calculé avec 10 à 15 failles, *moyen* si le calcul utilise de 15 à 25 failles, et *bon* s'il est calculé avec plus de 25 failles. Le nombre de failles rejetées ne doit pas être supérieur au quart du total; en moyenne, il est d'environ 10%. Les failles doivent en outre être réparties dans l'espace et ne pas représenter le même plan mesuré plusieurs fois.

- La cohérence entre le résultat obtenu avec l'inversion directe et la méthode géométrique des dièdres droits ; les directions d'axes doivent être compatibles. En outre, le tenseur calculé doit être en accord avec les observations de terrain et la direction «intuitive»; en effet, pour des raisons numériques, une permutation entre deux axes ( $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  en particulier) provoquant un tenseur décrochant calculé uniquement à partir de failles normales a parfois été observé.
- L'angle différentiel moyen ( $\alpha$ ), qui doit être le plus petit possible, ainsi que la répartition des angles différentiels représentés sur un histogramme. Cet angle correspond, pour chaque faille, à la différence entre la strie mesurée sur le terrain et la strie recalculée à partir du tenseur appliqué sur le plan de faille. L'histogramme ne doit pas être bimodal, et doit être le plus étroit possible avec un maximum dans la première classe. Cet histogramme constitue la façon la plus simple et la plus puissante de contrôler la validité et la qualité d'un tenseur.
- Enfin, la représentation graphique de la fonction inverse grâce au logiciel Ginko [Yamaji, 2000; 2003] permet de visualiser plus finement le tenseur, et de repérer, le cas échéant, un tenseur instable qui autorise plusieurs solutions très différentes.

#### iv. Discussion contrainte / déformations

Un débat peut être ouvert sur la fiabilité de certaines parties des résultats, en particulier la validité des rapports de forme de l'ellipsoïde des contraintes ( $\Phi$ ), sur la signification en terme de contraintes *ou* de déformations des tenseurs calculés, sur l'hétérogénéité, le polyphasage, ainsi que sur le manque de stabilité numérique ou le caractère non-unique des solutions calculées à partir de certaines populations de failles. La question a déjà été longuement débattue [e.g. Sassi et Carey-Gailhardis, 1987; Pollard *et al.*, 1993; Twiss et Unruh, 1998; Fry, 1999; Marrett et Peacock, 1999; Yamaji, 2003; Shan *et al.*, 2004], et je ne pense pas apporter par ce travail (qui n'est pas d'ordre méthodologique) des précisions sur ces points importants. Je souhaite néanmoins faire part ici de mes impressions et réflexions sur les méthodes inverses que j'ai utilisées. La méthode d'inversion directe d'Angelier [1990] a été utilisée principalement dans cette étude; elle est clairement exposée par son auteur comme une méthode permettant de calculer les paléocontraintes. Une autre méthode, utilisée pour vérifier la cohérence directionnelle des tenseurs calculés, la méthode « numerical-dynamical analysis » (NDA) [Spang, 1972; Sperner *et al.*, 1993] permet une analyse en terme d'axes de déformation. Concrètement, l'orientation des axes de tension (axes de la contrainte principale minimum) et d'extension (axes de déformation principale minimum) est très généralement comparable ; cette grande similitude se retrouve également avec les axes déterminés par la méthode des dièdres droits. La très bonne adéquation directionnelle entre les différentes méthodes utilisées, et la cohérence *a posteriori* des résultats présentés permet de proposer des scénarios tectoniques et de réfléchir autant en terme de contraintes que de déformations. Si dans la théorie ces deux notions sont distinctes (la première résultant indirectement de la seconde) [e.g. Marrett et Peacock, 1999], la taille et la complexité de l'objet étudié ne permettent pas une réflexion évitant la confusion entre ces deux concepts. C'est pourquoi, je préfère parler de *régime tectonique*, autorisant une neutralité englobant à la fois l'idée de contraintes et de déformations. J'assume cette approximation et pense qu'elle est

plus juste qu'une analyse uniquement vue en termes de paléocontraintes *à cause* de la méthode utilisée. Néanmoins, pour éviter une polémique stérile, je parle dans les articles de « state of stress » (état de contraintes), ainsi que d'« extensional axis » (axe d'extension). Quoi qu'il en soit, la cohérence des données entre elles, ainsi que l'adéquation avec les structures observées sur le terrain montre que les résultats sont significatifs et correspondent aux conditions tectoniques.



---

## DEUXIEME PARTIE

### Analyses régionales de la fracturation

---

*J'éprouve l'émotion la plus forte devant le mystère de la vie.  
Ce sentiment fonde le beau et le vrai, il suscite l'art et la science.  
Si quelqu'un ne connaît pas cette sensation ou ne peut plus ressentir étonnement ou surprise,  
il est un mort vivant et ses yeux sont désormais aveugles.*

A. Einstein



## I) Sud Valais

Ce chapitre regroupe les résultats de la campagne de terrain de l'été 2001, effectuée dans le Sud Valais, en rive gauche du Rhône (figure 2.1). Cette campagne a fait l'objet d'une publication aux *Eclogae geologicae Helvetiae* [Champagnac et al., 2003a]. La fracturation y est analysée sous un angle morphologique (observations de terrain et télédétection) et dynamique (inversion de populations de plans striés). Cet article est suivi de données complémentaires sur l'analyse dynamique de la fracturation, ainsi que de résultats inédits issus de l'approche morphotectonique. Les résultats obtenus visent à caractériser le plus finement possible la fracturation régionale. En effet, si l'histoire ancienne (ductile), est complexe et variable selon les unités tectono-métamorphiques, l'histoire cassante (plus récente) semble en revanche homogène sur toute la zone du Sud Valais. Elle s'exprime par trois familles de failles bien individualisées (E-W, NE-SW et NE-SW). Une de ces familles (NE-SW), particulièrement exprimée immédiatement au Sud de la vallée du Rhône pourrait être l'expression morphologique de la grande faille du Rhône [e.g. Burkhard, 1988]. Elle pourrait permettre des mouvements récents à actuels extensifs et dextres, compatible avec le champ de contraintes actuel.

Un scénario en trois temps pour la déformation cassante du sud Valais peut être proposé:

- Tout d'abord un régime de contraintes transtensif, avec un axe  $\sigma_3$  orienté  $N065^\circ$  et un axe  $\sigma_2$  (ou  $\sigma_1$  pour les tenseurs décrochants) orienté  $N155^\circ$ . Ce champ de contraintes est compatible avec les mouvements dextres de la faille du Rhône, décrits par plusieurs auteurs [Burkhard, 1988; Hubbard and Mancktelow, 1992; Sartori, 1993].

- Ensuite, un champ de contraintes extensif, caractérisé par une intensité relative de  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  proche, qui signe un régime d'extension multidirectionnelle, avec néanmoins une direction stable de l'axe  $\sigma_3$  (NNE-SSW).

- Actuellement, le champ de contraintes correspond à une partie mineure de la fracturation observée sur le terrain, et présente une direction d'extension N-S [Delacou et al. 2004]. Il provoque probablement la réactivation des accidents orientés E-W à NE-SW, et notamment la faille du Rhône.

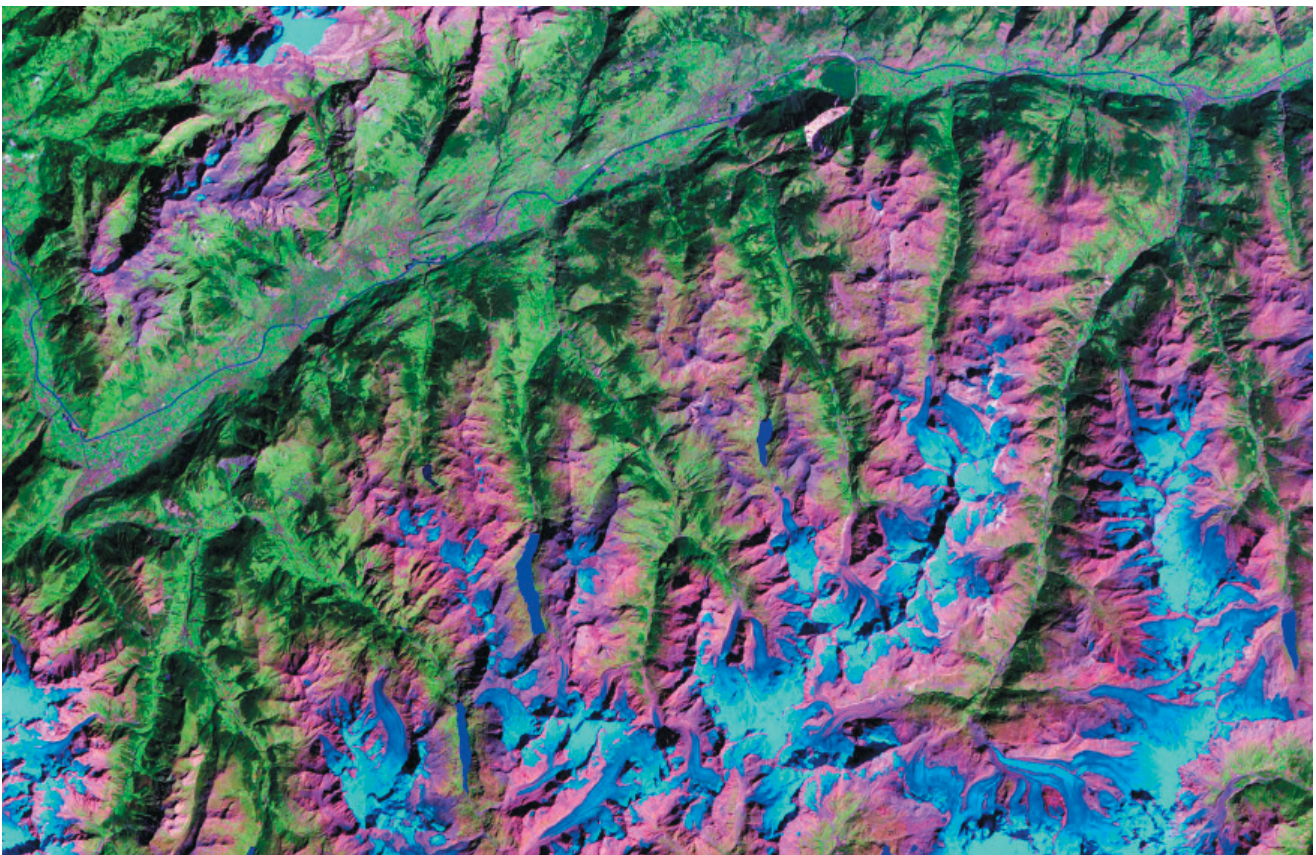


Figure II.1: Image satellite Landsat 5 du Valais. Source <http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid>



1) Article publié aux *Eclogae geologicae Helvetiae*

0012-9402/03/030325-14

DOI 10.1007/s00015-003-1100-7

Birkhäuser Verlag, Basel, 2003

*Eclogae geol. Helv.* 96 (2003) 325–338

# Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (South Valais)

JEAN-DANIEL CHAMPAGNAC<sup>1</sup>, CHRISTIAN SUE, BASTIEN DELACOU & MARTIN BURKHARD

*Key words:* Swiss Alps, brittle extension, paleostress analysis, morphotectonics, recent faulting

## ABSTRACT

The latest Alpine faulting is examined in the Valais region of the Swiss Alps. We used satellite imagery and a 25m Digital Elevation Model to identify and map geomorphic features such as fault scarps and lineaments. Verification, fault characterization and fault planes / striae measurements for paleostress analysis were conducted in the field. We identified three fault families that post-date nappe emplacement, E-W, NE-SW and NW-SE oriented. A large majority of faults are normal, with some strike slip component. The normal / dextral Rhône fault system controls the brittle deformation close to the Rhône valley, where it is morphologically well expressed. This regional brittle deformation was analysed using paleostress inversion methods at 56 measurement sites. The extensional axis  $\sigma_3$  is regionally consistent with a NE-SW ( $N65^\circ$ ) orientation. The deformation regime, based on the ellipsoid form parameter  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ , varies between radial extension ( $\Phi=0$ ) and transtension ( $\Phi=1$ ). This orogen-parallel extension, similar to the major "Simplon fault" kinematics, is documented over a large area of the northwestern Alps: in the hangingwall of the Simplon fault, in the Southern Valais area, and in the Aosta valley region.

## RESUME

De nouvelles données de fracturation tardi-alpine dans le Sud Valais (Alpes Suisse) sont présentées ici. Nous avons utilisé différentes images satellites ainsi que le Modèle Numérique de Terrain (MNT) à 25m de résolution pour identifier et cartographier différentes structures morphologiques, linéaments ou escarpements de failles. Un contrôle sur le terrain nous a permis de reconnaître que ces structures sont pour la plupart des failles. Nous avons identifié trois familles de failles, orientées E-W, NE-SW et NW-SE, qui sont postérieures à la mise en place des nappes et à toutes les structures ductiles. Ces failles sont principalement normales, avec localement une composante décrochante. La faille du Rhône, normale / dextre, contrôle la déformation cassante à proximité de la vallée du Rhône, où elle présente une forte signature morphologique. Les mesures de couples failles / stries sur 56 sites nous ont permis de calculer les paléocontraintes par la méthode d'inversion directe: l'axe d'extension  $\sigma_3$  est globalement orienté NE-SW ( $N65^\circ$ ). Le paramètre de forme de l'ellipsoïde des paléocontraintes  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ , varie entre de l'extension radiale ( $\Phi=0$ ) et de la transtension ( $\Phi=1$ ). Cette direction d'extension, parallèle à la direction des structures alpines est compatible avec l'extension accommodée par la faille du Simplon. Elle se retrouve dans une grande partie des Alpes nord-occidentales, du Simplon au Val d'Aoste, en passant par le Sud Valais.

## 1. Introduction

Most of the previous studies of the alpine collisional belt have focused mainly on the contractional structures, in particular folds and thrust. This has led to several well constrained models of the Tertiary kinematics of the belt (e.g. Steck 1984, Choukroune et al. 1986, Le Pichon et al. 1988, Ménard 1988, Steck & Hunziker 1994, Mosar 1999, Steck et al. 2001). The present-day dynamics of the Alps is still a matter of debate. On the continental scale, Europe/Africa convergence is ongoing at rates from 3 to 8 mm/year in a N to NW direction at the longitude of the Alps (Argus et al. 1989, Demets et al. 1990, 1994, Albarello et al. 1995, Crétaux et al. 1998, Calais et al. 2000, Kreemer & Holt 2001, Nocquet 2002). Little, if any of this convergence is taking place in the Alps, however, some

authors have proposed the western Alps to be in a post-collisional stage (Sue et al. 1999, Delacou et al. submitted).

Large scale extensional structures are documented in many parts of the Alps (e.g. Mancktelow 1985, Mancel & Merle 1987, Selverstone 1988, Ratschbacher et al. 1989, Wust & Silberberg 1989, Steck & Hunziker 1994, Frisch et al. 2000). Extensional tectonics, mostly in an orogen-parallel direction, is shown to begin early, in late Oligocene and early Miocene, at times when orogen perpendicular thrusting in external parts of the Alps is still active (Bistacchi & Massironi 2000, Tricart et al. 2001, Sue & Tricart 2002). During the last ten years, increasing attention has been paid to the latest extensional structures which took place under increasingly brittle conditions,

<sup>1</sup> Jean-Daniel Champagnac, Université de Neuchâtel, Institut de géologie, Rue E.-Argand, 11, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland. Email: jean-daniel.champagnac@unine.ch

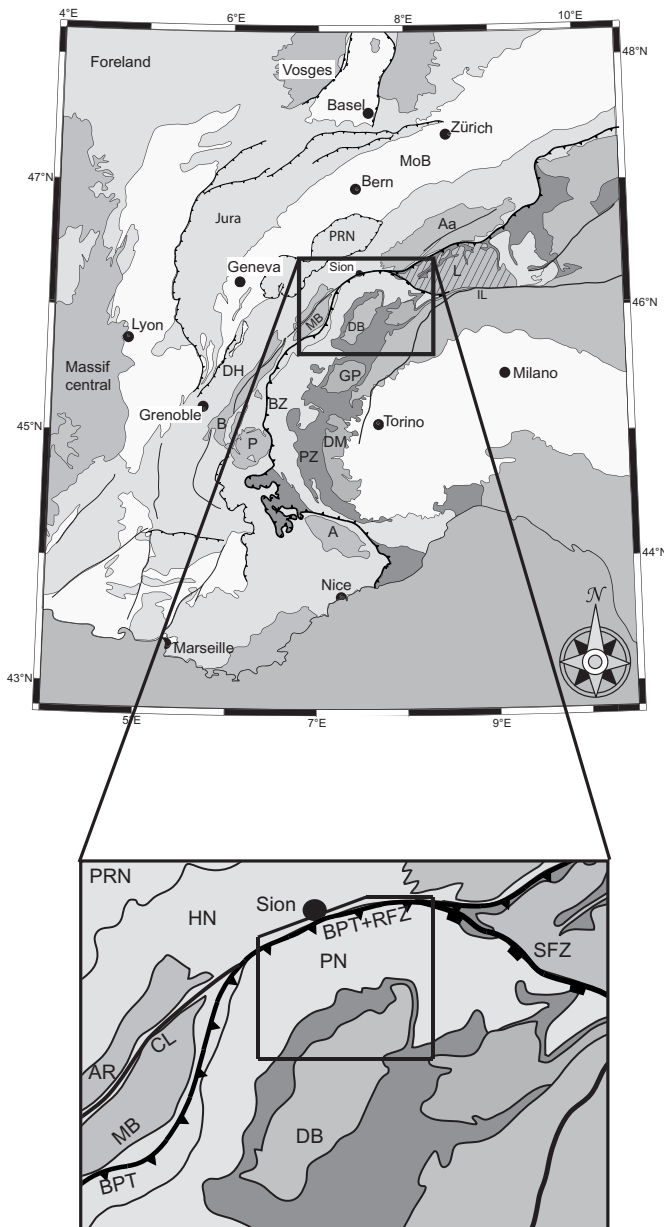


Fig. 1. Location of the studied area in the Alpine belt (black square).  
**Tectonic units:** A: Argentera; Aa: Aar; AR: Aiguilles Rouges; B: Belledonne; BZ: Briançonnais zone; DB: Dent Blanche nappe; DH: Dauphiné / Helvetic zone; DM: Dora Maira; GP: Gran Paradiso; HN: Helvetic Nappes; L: Lepontine Dome; MoB: Molass Basin; MB: Mont Blanc; PZ: Piémontais zone; P: Pelvoux; PN: Penninic nappes; PRN: Prealpine Nappes.  
**Fault zones or "lines":** BPT: Basal Penninic Thrust; CL: Chamonix Line; IL: Insubric line; RFZ: Rhône Fault Zone; SFZ: Simplon Fault Zone.

some of which being probably still active today (Massironi et al. 1997, Sue 1998, Sue & Tricart 1999, Bistacchi et al. 2000, Bistacchi & Massironi 2000, Sue & Tricart 2002, 2003, Grosjean et al. in press).

In this paper, we analyze the brittle deformation in the South Valais area, which belongs to the internal zones of the

Swiss Alps, between the Rhône valley to the north and the water divide to the south. This area lies to the South-West of the Simplon fault and can be regarded as its hangingwall (Mancktelow 1985, 1992). Our analysis is based on systematic mapping of the fault patterns, and the determination of paleo-stress field(s) based on a large database of fault/striae measurements.

## 2. Geological and tectonic setting

The studied area is located in the South Valais (Swiss Alps). It is limited to the north by the Rhône valley, to the south by the crest-line of the Valais Alps with many exceeding 4000m summits (e.g. Grand Combin, Dent Blanche, Matterhorn and Monte Rosa), to the west by the Val de Bagnes, and to the east by the Mattertal (or "Zermatt valley") (Fig. 1).

This area belongs to the internal zone of the Alps and is made up of middle Penninic nappes, also referred to as the Briançonnais zone, overridden by the main Alpine Piémontais suture zone and the Dent Blanche nappe. The Briançonnais nappes consist of slices of pre-Carboniferous basement rocks, with their cover of Permo-Carboniferous and Mesozoic sediments. The Piémontais suture zone is a melange of ophiolitic rocks and associated oceanic "schistes lustrés" calc-schists. The overriding Dent Blanche nappe *s.l.* is the highest nappe in this part of the Western Alps. It is mainly a crystalline basement unit with small remnants of sedimentary cover (Steck 1984, Steck & Hunziker 1994, Escher et al. 1997, Steck et al. 1997). The metamorphic history of the Penninic units is complex. Parts of the Piémontais suture zone have experienced high to ultrahigh pressure metamorphism, while most of the basement units have undergone only moderate pressure, middle to upper greenschist facies only (Desmons et al. 1999, Frey et al. 1999). Peak temperatures were probably reached in the latest Eocene around 38Ma (e.g. Hunziker et al. 1992). The post peak temperature cooling history is well constrained through zircon and apatite fission track ages (Soom 1990, Hunziker et al. 1992, Seward & Mancktelow 1994).

The study area is bordered by a series of major faults or fault zones.

*To the east*, the Simplon fault zone has been described as a major NW-SE striking low-angle detachment with a long history, including both ductile high temperature deformation and low temperature brittle deformation features (e.g. Mancktelow 1985, 1990, 1992, Steck & Hunziker 1994, Grosjean et al. in press). The maximum cumulated dip-slip displacement has been estimated at around 36 km, in a top-to-the-SW direction (Mancktelow 1992, Grasemann & Mancktelow 1993, Steck & Hunziker 1994). At the scale of the Alpine orogen, the Simplon fault zone seems to be a relay between the dextral Insubric Line and the normal/dextral Rhône fault zone.

*To the north*, the Rhône fault zone follows closely the present-day Basal Penninic Thrust of the Valais (Steck & Hunziker 1994). The Rhône valley can be regarded as the geomorphic



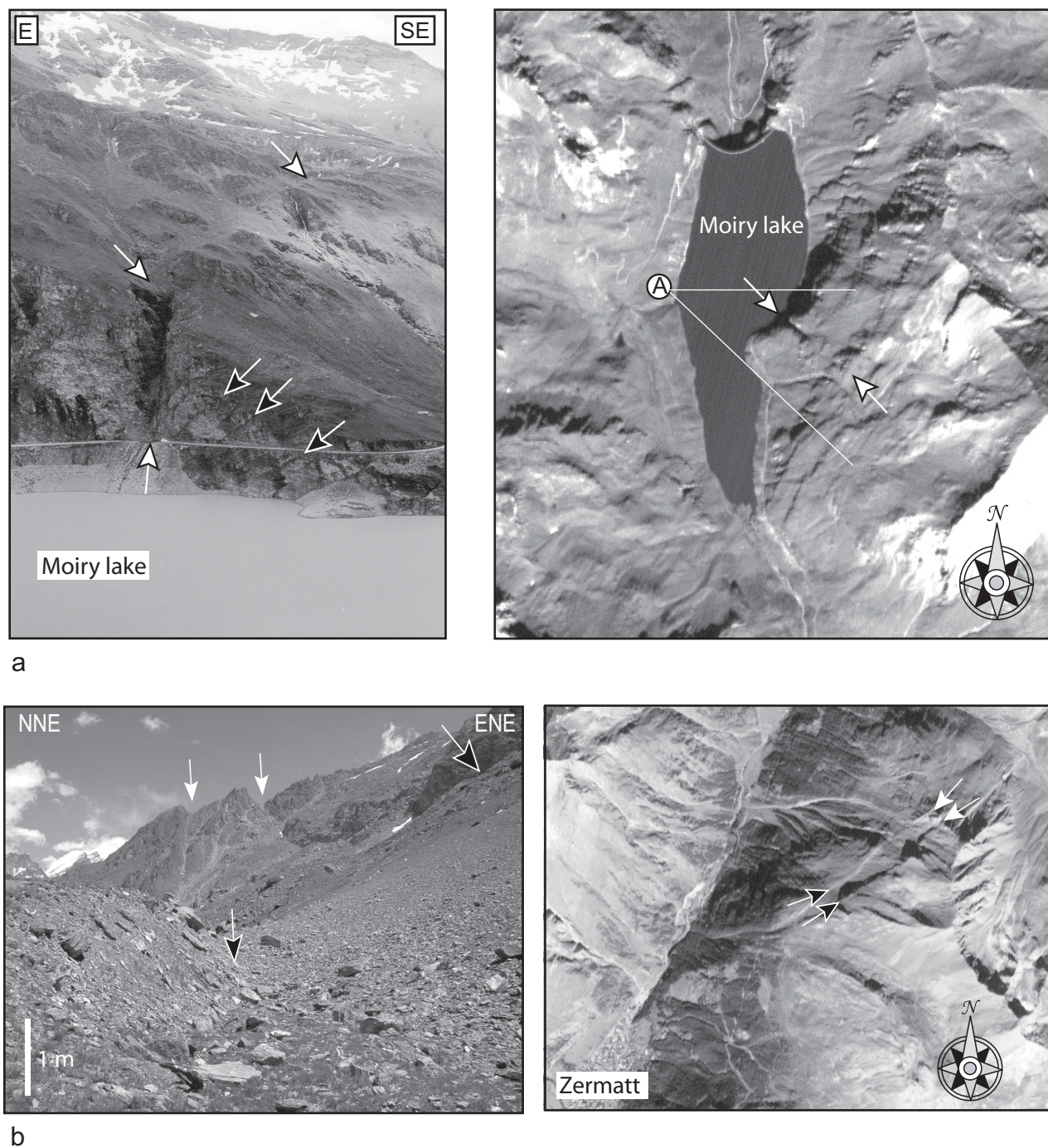


Fig. 2. Examples of brittle structures observed in the field.

Fig. 2a. Comparison between outcrop and remote sensing views of the Moiry fault. On the left, the outcrop seen from the point A (distance about 1 km). Several small normal faults are distinguishable (black arrows), conjugate with a larger fault (white arrows), visible on the satellite image (at right). Note that the entire conjugate system is tilted about 30 degrees to the southwest.

Figure 2b: Comparison between field view and remote sensing view of a major fault system, in the vicinity of Zermatt. To the left, an outcrop, viewed from "inside" the fault system. To the right, the fault system seen in satellite image. Black arrows and white arrows show the same points on both pictures. At a larger scale, this fault zone runs beneath Zermatt.



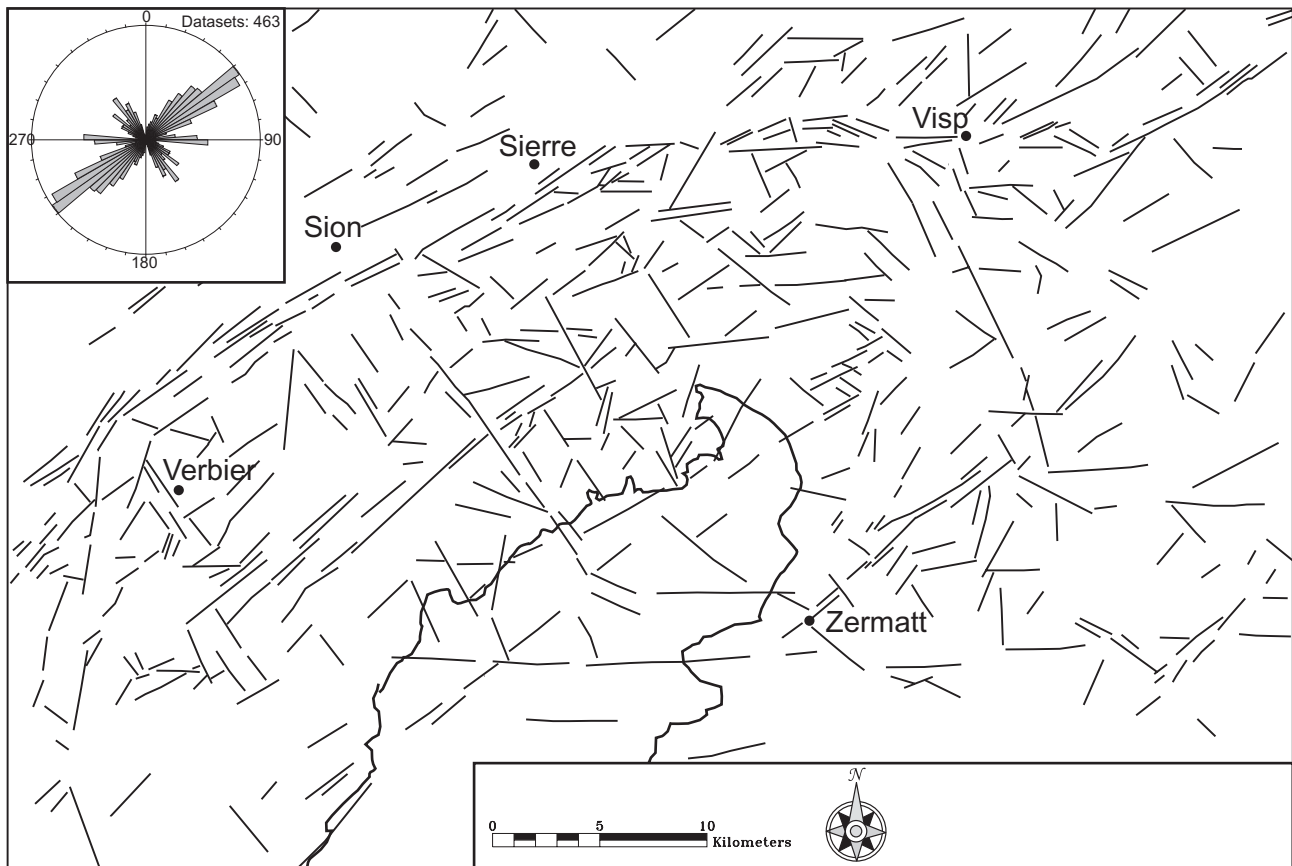


Fig. 3. Fault pattern of the Valais area, based on DEM analysis. Sion, Siere and Visp, three towns in the Rhône valley are shown for reference. The “rose diagram” represents fault directions from the fault pattern. Three fault families (NW-SE, E-W and NE-SW) are easily distinguished. The contour of the Dent Blanche nappe is given for reference.

expression of easily removeable material such as schistes lustrés, calcschists and flyschs (Sion-Courmayeur zone, Versoyen unit), which have gentle to moderate dip to the SSE behind the External Crystalline Massif culminations (Aar massif). By coincidence, however, a Late Alpine normal/dextral strike-slip fault zone overprints the Basal Penninic Thrust along the Central Valais, adding to the structural complexity of this area (Burkhard 1986, 1988, Ménard 1988, Hubbard & Mancktelow 1992, Sartori 1993, Steck & Hunziker 1994). The existence of this Late Alpine, post nappe normal/dextral fault is not obvious, not least because the main branch of this fault is hidden beneath the fluvio-glacial quaternary sediments of the Rhône valley. Based on a marked difference in fission tracks apatite cooling ages on either side of the Rhône valley, a fairly recent, late Miocene age of faulting has been postulated (Soom 1990, Seward & Mancktelow 1994). Fairly high seismicity in the Central Valais area has been used as an argument for ongoing tectonic activity (Maurer et al. 1997, Deichmann et al. 2003).

To the west, the Basal Penninic Thrust turns around to a NNE-SSW orientation, bordering the ESE internal side of the

Mont-Blanc massif. The Rhône fault zone does not follow the Basal Penninic Thrust, however, but cuts further downward into the footwall, following the Chamonix syncline between the Mont-Blanc and the Aiguilles Rouges massif (Burkhard 1988, Hubbard & Mancktelow 1992). It is described as transpressive dextral fault zone, the “Chamonix line” after Gourlay (1984). Seismotectonics studies also show dextral focal mechanisms on a N30° oriented fault, close to the Chamonix line (Deichmann et al. 2003).

At the scale of the belt, the Simplon-Rhône-Chamonix line forms a large, slightly curved fault zone, changing its strike from NW-SE oriented to NE-SW, as well as its nature, being transtensive in the east and transpressive further westward.

The fault pattern we studied in this paper clearly crosscuts all the ductile compression-related structures and of nappe pile at the local and regional scales, although some faults may locally be guided by inherited nappe contacts. Thus, the brittle deformation clearly postdates the ductile deformations and nappe emplacement, and reflects the recent Alpine history (Neogene times).



### 3. Geometry of the late Alpine brittle deformation

A regional scale fault networks have been identified using a panchromatic IRS satellite image with a 6m-pixel resolution in combination with Digital Elevation Model (DEM) of 25m resolution (Swiss Topographic Survey). The satellite image and the DEM were examined with the help of the IDL/ENVI software package, using numerical filtering such as directional lightning, first and second derivative, and color coding of slope orientations. The filter were applied with several “kernel size” (the size of the sliding box within the computation is made) in order to highlight several wavelength structure. These numerical treatments highlight slope anomalies of only a few degrees, which could be manually drawn as lineaments. Those lineaments were systematically cross-checked with existing geologic and tectonic maps (Steck et al. 2000, Steck et al. 2001) and verified in the field (see examples in Fig. 2a and 2b), which justify their interpretation as brittle tectonic feature (faults). Our lineation map (Fig. 3) exhibits hectometric to kilometric lengths faults. Their geomorphic expression in the field varies from deep obvious gullies to subtle variations in gentle slopes. The linear alignment of such features crossing several lateral, southern side streams of the Rhône river is quite obvious on both the satellite image and the DEM. In total, we identified a set of about 500 faults, ranging from 400 m to 10 km in length. We decided to draw the observed faults without any interpolation (*i.e.* with a minimum subjective interpretation between several detected fault segments).

Three fault families have been distinguished (insert in Fig. 3).

A *first* fault family is oriented NE-SW and represents the main brittle tectonic feature of the studied area. The maximum density of this family is located close to the Rhône valley. The most prominent faults are located near Vercorin (between Sion and Sierre), where terraces and inverse slopes of up to 100 m are observed. Road outcrops reveal the presence of thick series of cataclasites and fault gouges. The latter are often preferentially washed out along deep NE-SW striking gullies. Southward, at least five important, subparallel fault strands have been identified, within about ten kilometers.

A *second* fault family is oriented E-W. Two major fault zones are observable. To the north, an important fault zone shows thick cataclasite and fault gouge as well as important slope anomalies. This fault zone is the eastward continuation of the Rhône fault zone described above. To the south, close to the 4000m peaks, very long lineaments (over 40 km cumulated length) are parallel to the major Aosta-Ranzola fault system, which lies further to the South (Bistacchi et al. 2001). Other E-W faults have been observed in the central part of the southern Valais.

A *third* fault family is oriented NW-SE. The corresponding structures are more difficult to detect using the DEM, maybe due to specific relationships with the orographic scheme of the southern Valais (NW-SE oriented major valleys). Nevertheless, this fault family is revealed by our morphotectonics analy-

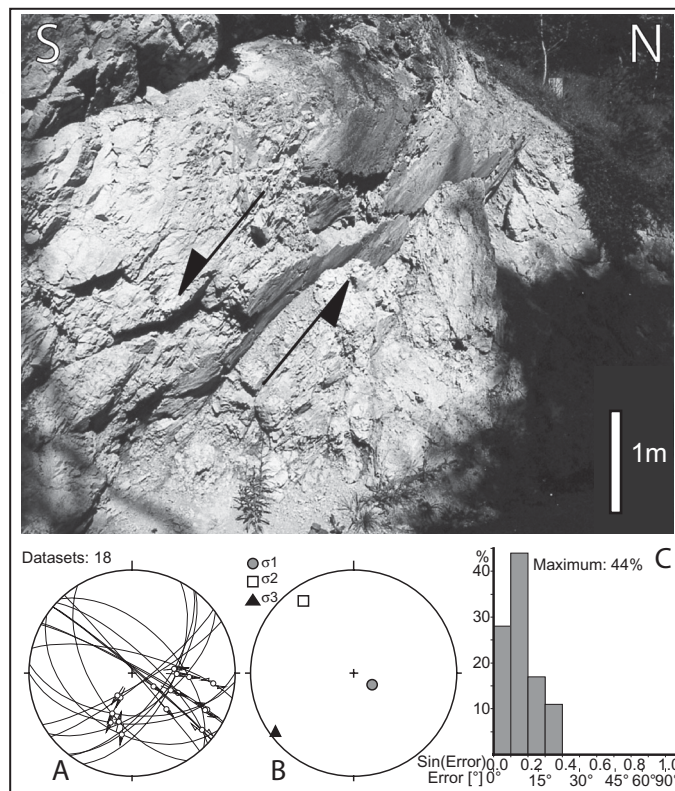


Fig. 4. Example of normal faults used in paleostress calculation from the Vercorin outcrop (between Sion and Sierre).

At the top, a normal fault, very fresh and polished; A: 18 faults used for the paleostress tensor calculation, plotted on a Wulff stereogram, lower hemisphere; B: paleostress tensor (N50 direction of extension); C: misfit angle histogram.

sis, and is strongly developed on the outcrop scale. Faults of this family occur over the entire study area.

These results are consistent with the remote sensing lineaments map by Bistacchi et al. (2000) further to the south and complete them, providing a fine lineament map for the whole “Valais-Aosta valley” zone.

### 4. Paleostress analysis

Field measurements include a determination of the general fault orientation as well as a systematic collection of minor fault populations for the determination of paleostress axis directions by inversion methods (see example in Fig. 4). Paleostress analyses have been applied in the field wherever a sufficient number of striated faults could be measured. We used the “direct inversion method” of Angelier (1990) implemented in the “TectonicsFP” software (Sperner et al. 1993) for calculations and graphic outputs. About 1000 fault planes and their slickensides were measured at 56 sites covering the whole area of interest. Locally, two superimposed brittle deformation stages have been observed on fault planes, allowing the determination of two paleostress tensors. In this case, their relative



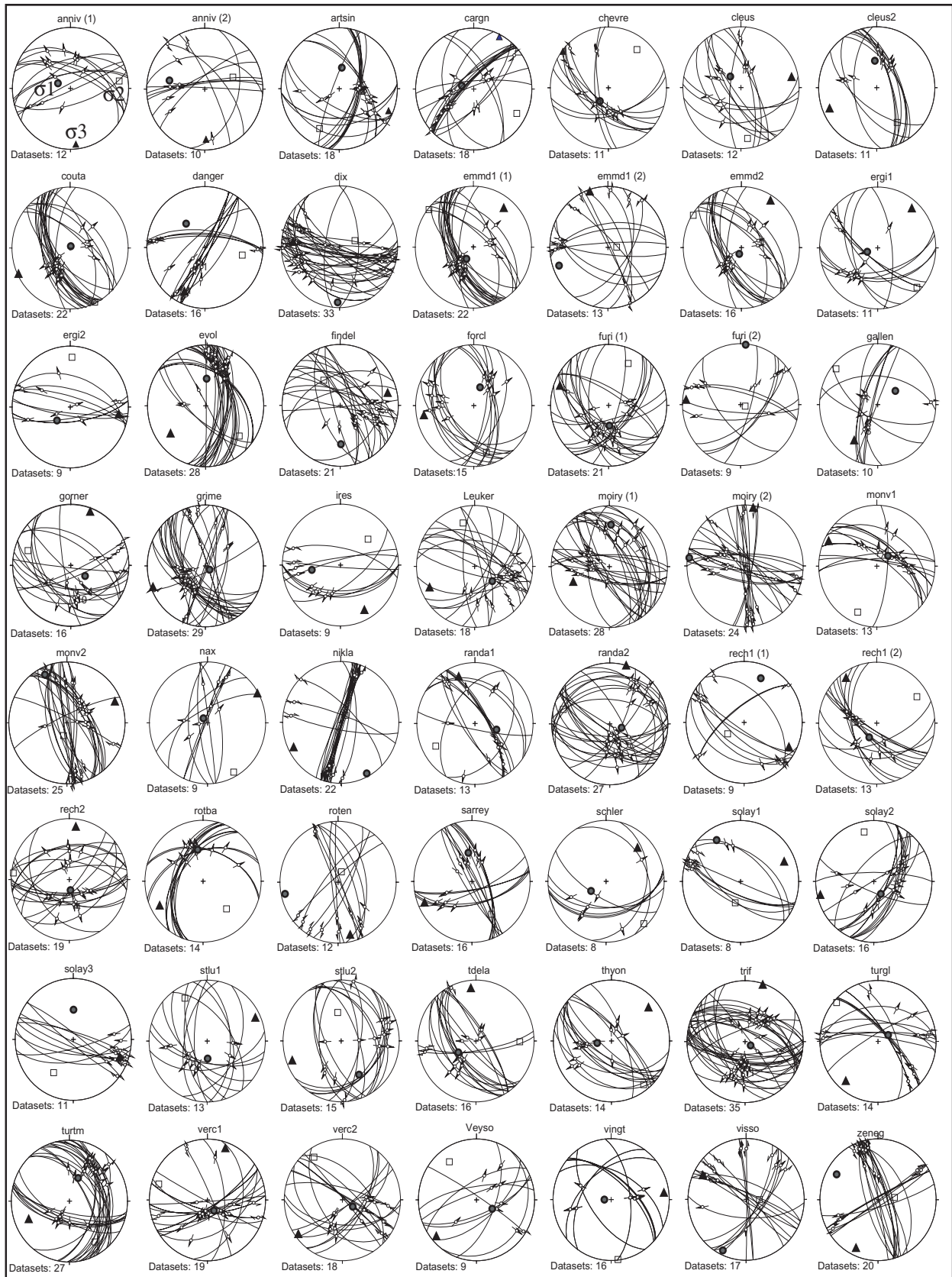


Fig. 5. Stereonets of the 56 paleostress tensors computed in this study (Wulff stereograms, lower hemisphere). Gray circles represents  $\sigma_1$  axis, white squares represents  $\sigma_2$  axis and black triangles represents  $\sigma_3$  axis. Faults and striae used for the calculation are also plotted.

Tab. 1. Parameters of the 56 paleostress tensors, with the location (x and y the swiss coordinate, z the altitude in meters), the  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , and  $\sigma_3$  orientations (azimuth, plunge), and the  $\Phi$  ratio. Also given are the number of faults used for the computation ("data" column), the quality criterion ("conf." column), and the average misfit angle ("var", column in degree °).

N°	Site	x	y	z	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\phi$	data	conf	var. (°)
1	anniv (1)	609600	123550	1000	271 / 71	082 / 17	174 / 09	0,52	12	1	6
2	anniv (2)	609600	123550	1000	283 / 37	068 / 47	178 / 18	0,49	10	3	5,7
3	artsin	599100	107100	2960	008 / 61	207 / 27	113 / 08	0,47	18	1	11,5
4	cargn	609200	120000	1400	285 / 73	118 / 17	027 / 04	0,08	18	2	6,5
5	chevre	599400	96150	2870	214 / 69	038 / 21	307 / 01	0,2	11	2	5,5
6	cleus1	590900	106900	2100	315 / 69	172 / 17	079 / 12	0,06	12	2	2,9
7	cleus2	591300	106300	2200	355 / 53	148 / 33	247 / 13	0,32	11	1	3,2
8	couta	604000	103300	1910	026 / 87	154 / 02	244 / 02	0,22	22	1	9,4
9	danger	590950	96500	1700	320 / 48	101 / 35	206 / 20	0,95	16	1	6,7
10	dix	597500	104000	2000	182 / 09	069 / 67	271 / 21	0,97	33	2	7,3
11	emdd (1)	630800	119000	1380	210 / 71	309 / 03	040 / 19	0,06	22	2	4,8
12	emdd (2)	630800	119000	1380	250 / 12	088 / 78	341 / 03	0,24	13	3	7,8
13	emmd2	632500	12000	1080	202 / 81	303 / 02	033 / 08	0,07	16	1	7,6
14	ergi1	620700	127065	1080	250 / 74	134 / 07	042 / 14	0,4	11	2	5,3
15	ergi2	620549	126380	828	226 / 64	002 / 19	098 / 17	0,93	9	3	9,8
16	evole	605000	106200	1500	002 / 53	131 / 25	233 / 25	0,26	28	1	4,3
17	findel	626800	95600	2200	179 / 36	326 / 49	076 / 17	0,77	21	2	9,7
18	forcl	601300	97500	2800	020 / 64	164 / 21	260 / 14	0,45	15	1	7,7
19	furi (1)	622700	94100	1860	178 / 63	026 / 25	291 / 11	0,08	21	1	6,3
20	furi (2)	622700	94100	1860	005 / 01	107 / 83	275 / 07	0,91	9	2	5
21	gallen	627050	99600	2300	053 / 59	309 / 08	215 / 30	0,79	9	2	4,3
22	gorner	626900	92500	3195	126 / 65	288 / 24	021 / 07	0,5	16	2	10
23	grime	609326	112032	1921	129 / 82	340 / 07	249 / 04	0,32	29	1	8,6
24	ires	584700	102300	1400	261 / 49	048 / 36	151 / 17	0,24	9	3	7,6
25	leuker	617000	129000	900	129 / 58	344 / 27	146 / 16	0,23	18	2	7
26	moiry (1)	610618	106618	2324	002 / 32	124 / 40	248 / 34	0,45	28	1	10,3
27	moiry (2)	610618	106618	2324	277 / 03	151 / 84	008 / 04	0,63	24	3	16,5
28	monv1	593800	92500	2100	048 / 69	204 / 19	296 / 08	0,11	13	3	6,3
29	monv2	592400	94700	1820	334 / 13	196 / 72	064 / 11	0,49	25	1	9,6
30	nax	601550	120950	1020	318 / 82	151 / 08	061 / 02	0,22	9	3	6,1
31	nikla	626900	112400	1500	152 / 05	034 / 79	243 / 10	0,49	22	2	12,5
32	randa1	625950	103950	1600	105 / 59	241 / 24	340 / 19	0,78	13	3	13,6
33	randa2	624900	103600	2090	107 / 73	287 / 17	017 / 00	0,13	27	1	7,5
34	rech1 (1)	604600	121500	1010	022 / 23	326 / 62	118 / 14	0,78	9	2	2
35	rech1 (2)	604600	121500	1010	209 / 68	058 / 19	325 / 10	0,13	13	2	5
36	rech2	604300	121000	1200	173 / 76	276 / 03	007 / 14	0,03	19	1	8,9
37	rotba	629550	101500	2550	350 / 46	138 / 39	242 / 16	0,04	14	2	2,4
38	roten	625400	92700	2820	258 / 08	019 / 75	167 / 12	0,75	12	2	5,5
39	sarray	586050	100900	1129	353 / 51	148 / 37	247 / 12	0,87	16	1	4,8
40	schler	587000	101900	2000	239 / 65	137 / 05	045 / 24	0,16	8	3	3,8
41	solay1	608400	101400	1800	329 / 22	195 / 60	067 / 19	0,06	8	3	6,2
42	solay2	607650	102400	1700	150 / 71	349 / 18	257 / 06	0,17	16	2	8,6
43	solay3	607300	102600	1700	000 / 50	212 / 36	110 / 16	0,98	11	3	3,5
44	stlu1	611900	119850	1720	178 / 67	331 / 21	065 / 10	0,23	13	1	3,3
45	stlu2	612600	118400	1580	151 / 37	353 / 51	249 / 11	0,6	15	2	6,3
46	tdela	594800	111600	2160	238 / 61	091 / 25	354 / 14	0,08	16	3	3,9
47	thyon	594700	114000	2160	262 / 70	142 / 10	049 / 17	0,29	14	2	6,3
48	trift	623300	96900	1800	123 / 81	288 / 09	018 / 02	0,33	35	1	8,7
49	turgl	620863	110796	2728	049 / 89	175 / 01	265 / 01	0,83	15	2	10,4
50	turtm	619441	113221	2150	022 / 57	147 / 21	247 / 25	0,24	27	1	7,5
51	verc1	608193	122849	1151	147 / 73	287 / 13	020 / 11	0,01	19	2	11,4
52	verc2	608000	121700	1350	122 / 73	325 / 16	233 / 06	0,3	18	2	10,6
53	veyso	591700	115700	1000	118 / 65	323 / 23	229 / 09	0,14	9	2	3,8
54	vingt	596600	102500	2380	271 / 81	173 / 01	083 / 09	0,57	16	1	3,8
55	visso	610900	120200	1100	205 / 08	091 / 71	298 / 17	0,85	17	3	5,6
56	zeneg	633245	125295	1350	300 / 19	082 / 67	206 / 13	0,59	20	3	6,2



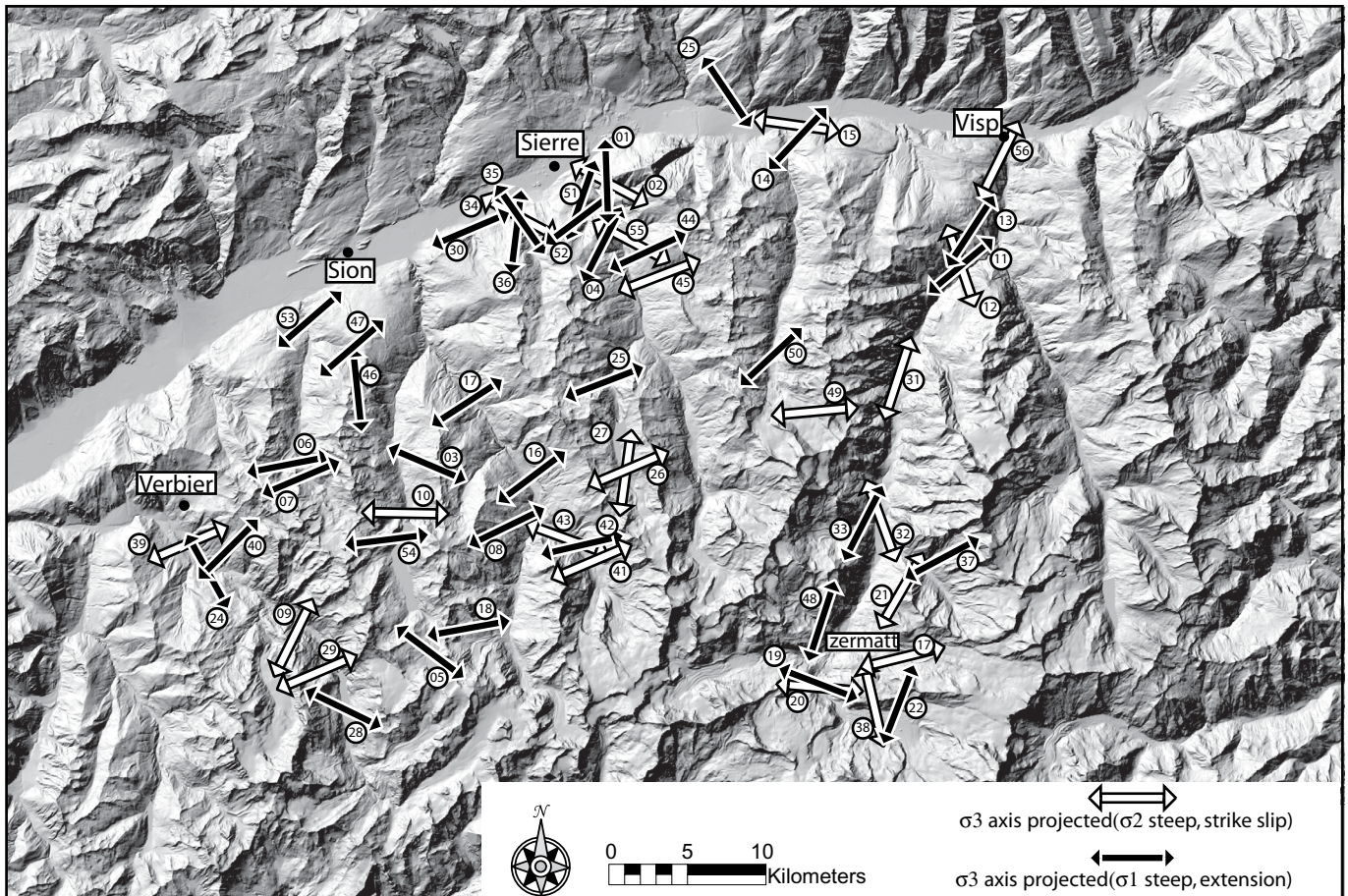


Fig. 6. Paleostress direction map, with  $\sigma_3$  horizontal axis projected; white arrows for strike-slip tensors (subhorizontal  $\sigma_1$ ), black arrows for extensional tensors (subvertical  $\sigma_1$ ).

chronology has been deduced from slickensides crosscutting relationships. For each paleostress tensor, we calculated the directions of the major, intermediate and minor stress axis ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  respectively), the ellipsoid form parameter  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$  and the average misfit angle  $\alpha$ , which is the angle between the computed optimum stria and the measured stria for each fault/stria pair. The angle  $\alpha$  provides a rapid estimation of the quality and coherence of the measured fault population. Individual faults with angles too high ( $\alpha > 30^\circ$ ) were discarded from the final calculation in order to maintain a geological and mechanical coherency (note that they only represented around 10% of the measurements).

The quality of the tensors is estimated *a priori* on the basis of four criteria:

- The number of faults in the computation, and their spatial coverage. Sites with less than 8 faults were not considered.
- The coherency between paleostress inversion and the geometrical solution obtained from the right dihedral method (Angelier & Mechler 1977). The results need to be comparable.

- The stability of the computation with respect to particular faults. Some faults create large variation of the axis direction when added (or removed) from the dataset. In this case, the tensor has a lower quality criterion.
- The average misfit angle ( $\alpha$ ).

Three classes of quality for the stress tensors were defined, from 1 (excellent) to 3 (poor). The results of this analysis is a database of 56 paleostress tensors covering the whole area (Fig. 5, Table 1).

The paleostress results are presented in map form, plotted onto the DEM of the South Valais (Fig. 6). A majority of our stress tensors are extensive (*i.e.*  $\sigma_1$  steep) with a regionally consistent ENE-WSW ( $N65^\circ$ ) direction of extension. About 30% of the stress tensors are transcurrent (*i.e.*  $\sigma_2$  steep), with about the same  $\sigma_3$  direction. Based on striae crosscutting relationships, the strike-slip deformation seems to be older than the extensional deformation. The  $\sigma_3$  direction in the entire studied area is stable, and no significant change is observed between the strike-slip and extensional tensors (Fig. 7). Additional information about the shape of the paleostress ellipsoid



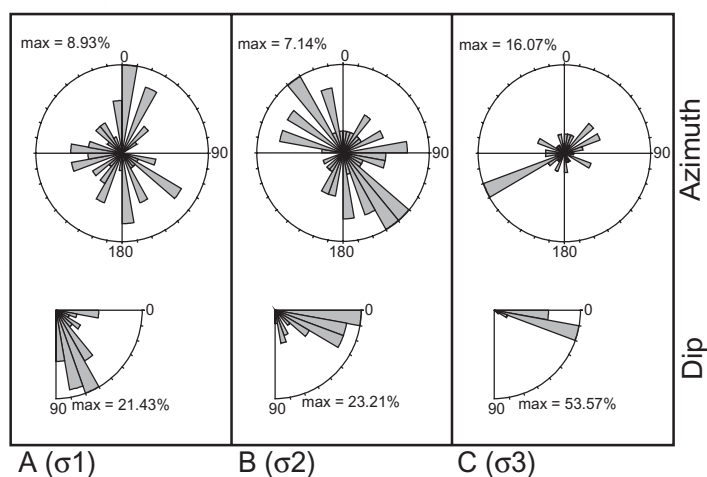


Fig. 7. Rose diagram showing azimuth (top) and dip (bottom) of  $\sigma_1$  (A),  $\sigma_2$  (B) and  $\sigma_3$  (C) for the 56 calculated tensors.

is contained in the  $\Phi$  ratio, a convenient measure of the relative magnitude of  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ . In the case of extensional tensors ( $\sigma_1$  steep), a low  $\Phi$  ratio implies similar  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ , indicating radial extension. A high  $\Phi$  ratio implies similar  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$ , which indicates transtension whereas an intermediate  $\Phi$  ratio indicates a pure extensional paleostress tensor. For strike-slip tensors ( $\sigma_2$  steep), a low  $\Phi$  ratio (similar  $\sigma_3$  and  $\sigma_2$ ) implies a transpressional stress field, a medium  $\Phi$  ratio implies pure strike-slip and a high  $\Phi$  ratio implies transtension. Note that the majority of our strike-slip tensors have a high  $\Phi$  ratio, and thus correspond to transtension. Using this approach, we have analyzed our database in terms of  $\Phi$  ratio, mixing extensional and strike-slip tensors. We have classified the tensors within three classes,  $\Phi < 0.25$ ,  $0.25 < \Phi < 0.75$  and  $\Phi > 0.75$  despite the fact that our tensors probably belong to a bimodal distribution with respect to their  $\Phi$  ratio (Fig. 8).

The extensive tensors with  $0.25 < \Phi < 0.75$  (Fig. 9a) show consistent WSW-ESE direction of extension for 12 paleostress tensors.

The 22 extensive tensors with  $\Phi < 0.25$  (Fig. 9b) show almost the same direction as the previous ones. Some of them exhibit a NW-SE direction of extension, which could be explained by a permutation between  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ . Despite a fairly consistent  $\sigma_3$  orientation, an important part of the paleostress field in the South Valais seems to correspond to radial extension.

A population of 13 transtensional tensors with  $\Phi > 0.75$  shows a fairly consistent direction of  $\sigma_3$  (NNE to ENE) in close agreement with another 9 transcurrents tensors (Fig. 9c). Some of these tensors have quite different directions of  $\sigma_3$ , but most of them have a poor quality criterion.

In summary, we have analyzed our fault database in order to constrain the brittle paleostress field in the South Valais. The classical analysis (strike slip versus extensional tensors, depending on the stress ellipsoid orientation) shows that the stress tensor is mainly extensional, with a WSW-ESE orienta-

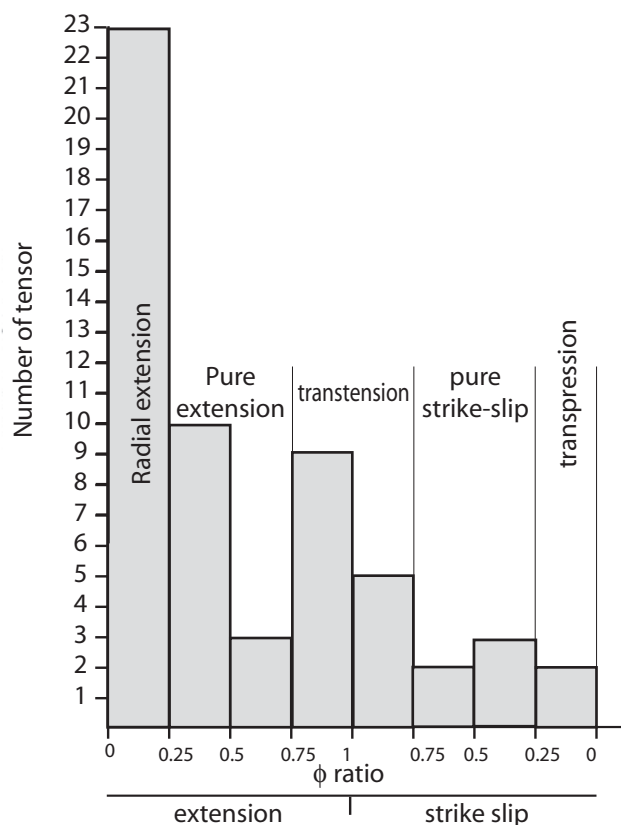


Fig. 8. Histogram showing the number of tensors versus  $\Phi$  ratio. This histogram is split into two categories, from  $\Phi=0$  to  $\Phi=1$  for extensional tensors (to the left),  $\Phi=1$  to  $\Phi=0$  for strike-slip tensors (to the right). From left to right, we observe a continuum from radial extension, pure extension, transtension, strike-slip and transpression.

tion for  $\sigma_3$  (N65°). The use of  $\Phi$  ratios to characterize the shape of the paleostress ellipsoid allowed us to sort the paleostress tensors into several classes and to analyze the database in finer detail. In particular, some of the extensive tensors are rather close to strike-slip tensors, reflecting a transtensive paleostress field. We also sorted our database using the quality parameter. Choosing only the best tensors (with quality criterion 1 or 2, see Fig. 10) improves the coherency of the dataset, and of the paleostress field. Overall, the  $\sigma_3$  orientation WSW-ESE appears to be very stable and robust across the whole area.

### Discussion and conclusion

This study highlights a generalized brittle extensional paleostress field in the southern Valais, by means of a well established inversion method. This study also confirms the large scale brittle extension already highlighted by Bistacchi et al. (2000) and improve the paleostress field framework. We found mainly normal faulting, as well as some older sets of strike-slip faults. The bimodal distribution of the  $\Phi$  ratio, coupled with field observations and paleostress tensor calculations reveals

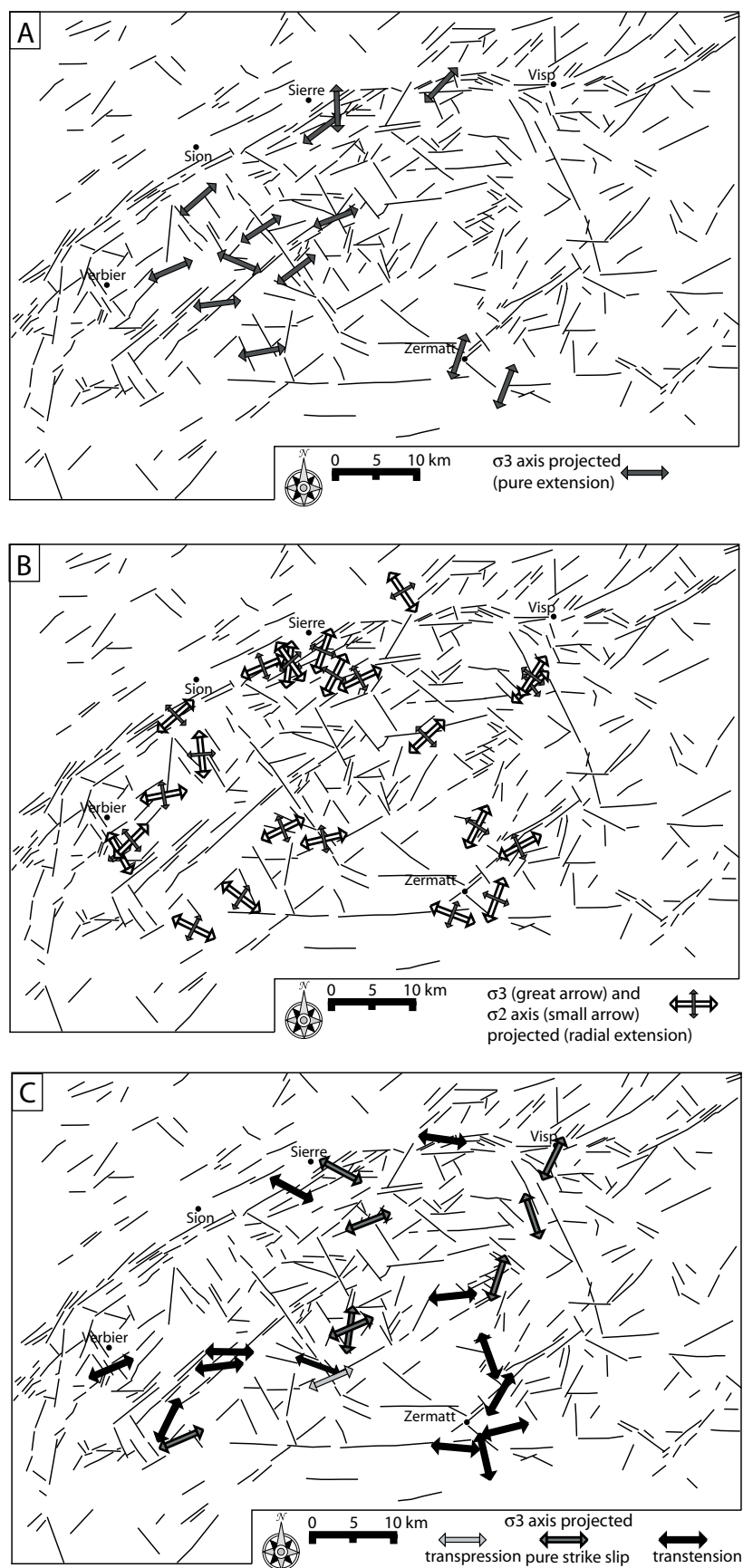


Fig. 9. Three maps showing  $\sigma_3$  orientations (projected subhorizontal axis) for medium (Fig. 9a), low (Fig. 9b) and high (Fig. 9c)  $\Phi$  ratio paleostress tensors respectively.



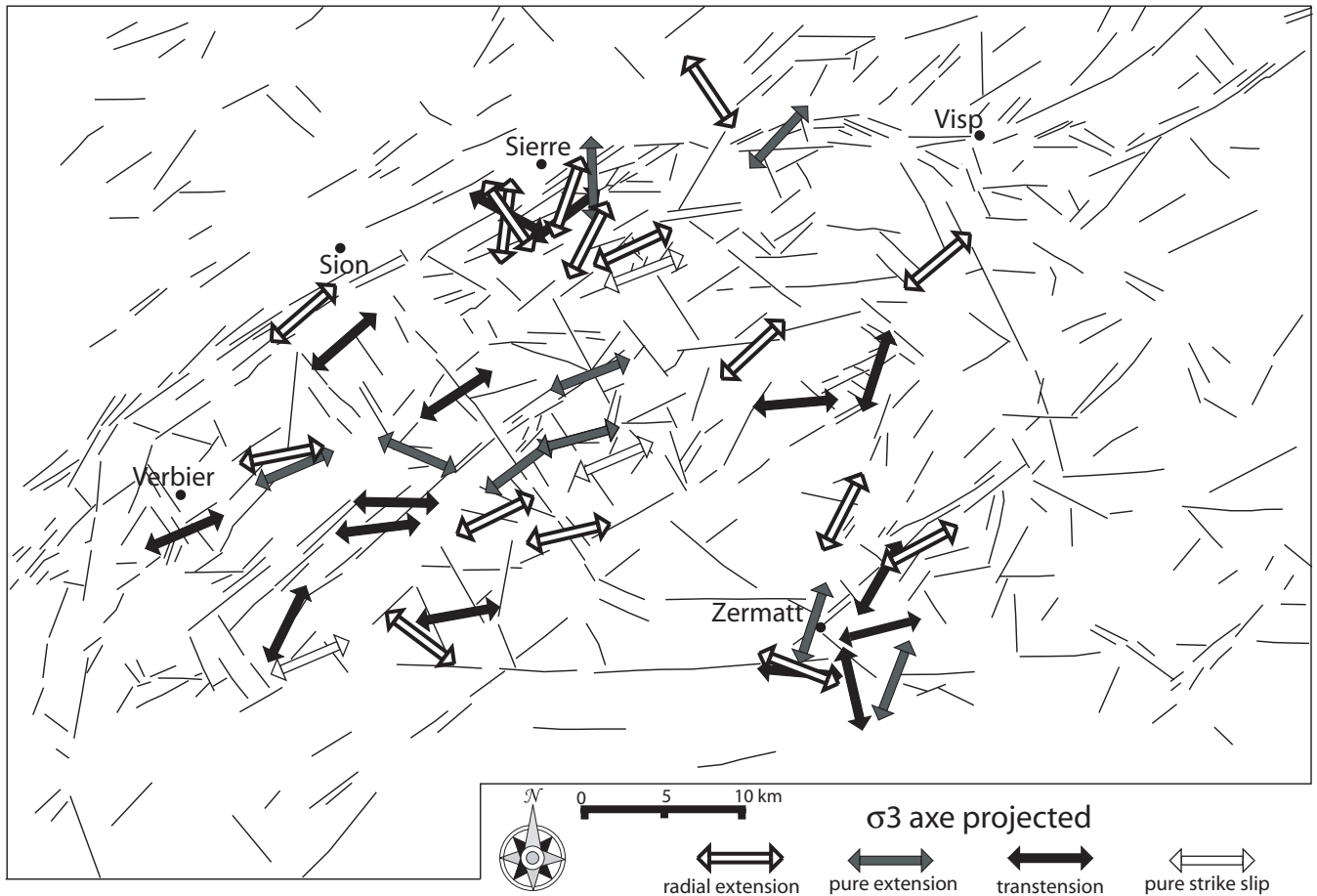


Fig. 10.  $\sigma_3$  axis projected for the best quality tensors (quality criterion = 1 or 2). Note that the overall coherency of the whole dataset is highly improved, with a general direction of  $\sigma_3$  close to N65.

the presence of at least two populations of paleostress tensors. The first one corresponds to a transcurrent/transpressive paleostress field, expressed as strike-slip faulting and oblique normal faulting. The second one corresponds to an extensional paleostress field, with a NE-SW (N65°) oriented  $\sigma_3$ , expressed as important normal faulting. The relative chronology is determined from cross cutting relationships between superimposed slickensides, consistently observed on several outcrops.

A statistical analysis of the paleostress axis ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ , see the three rose-diagrams of Fig. 7) underlines the consistency of the horizontal  $\sigma_3$  axis oriented ENE-WSW, dipping less than 15°. In contrast, the maximum compressive stress  $\sigma_1$  is near vertical, with a dip of more than 70° for the second generation. The common  $\sigma_3$  orientation associated with many curved slickensides observed on the faults planes led us to propose a progressive transition from the transtensional stress field to the extensional stress field. This can be explained with a  $\sigma_1/\sigma_2$  permutation, without any change in the  $\sigma_3$  direction.

Compared to recent seismotectonic studies (Maurer et al. 1997, Kastrup et al. 2002, Delacou et al. submitted), we can establish a more complete chronology for the stress field in the

southern Valais. The focal plane solutions for the southern Valais area show a globally N-S T-axis ("tension" axis). The associated current stress field, computed by inversion of the focal solution is extensional, with a  $\sigma_3$  N-S.

In summary, we distinguish three successive orientations of (paleo-)stresses, probably within a continuous evolution.

*First*, a transtensive stress field, with  $\sigma_3$  oriented in a N65° direction and associated with  $\sigma_1$  or  $\sigma_2$  oriented in a N155 direction. This stress field is responsible for dextral movement along the ENE-WSW to E-W oriented Rhône fault zone in good agreement with previous studies (Burkhard 1986, 1988, Hubbard & Mancktelow 1992, Mancktelow 1992, Sartori 1993).

*Second*, a progressive permutation of  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  stress axis leads to an extensional regime. This stress field induces pure extension on NW-SE oriented faults. The local variation of the relative  $\sigma_1/\sigma_2$  value could explain the progressive passage from the first stage to the second stage ( $\sigma_1/\sigma_2$  permutation around the  $\sigma_3$  axis). Note that the  $\sigma_3$  direction remains constantly NE-SW oriented. Most of the paleostress tensors determined have a similar relatively low  $\sigma_2/\sigma_3$  value (*i.e.* a low  $\Phi$

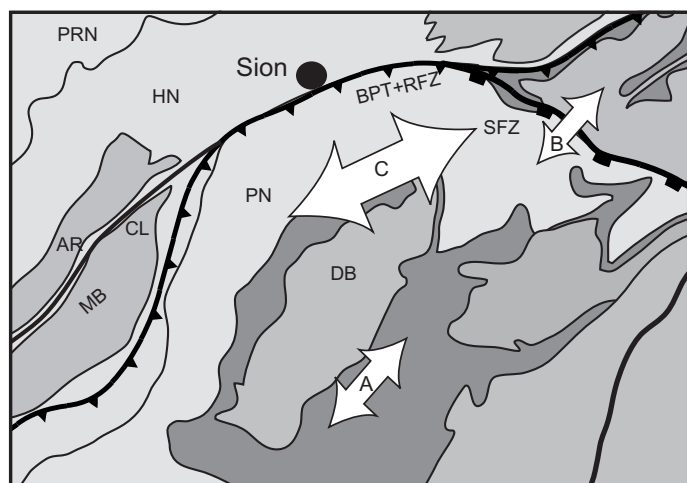


Fig. 11. Synthetic view of the post-nappe brittle deformation in the "Simplon-Valais-Aosta" area after (Bistacchi & Massironi 2000) (A), (Mancktelow 1992) and (Grosjean et al. in press) (B) and this paper (C). Legend for geological structures as in Fig. 1.

ratio), inducing a radial extension of the southern Valais area, although the  $\sigma_3$  axis remains constantly oriented in the N65° direction.

*Third*, seismotectonic studies indicate a present day N-S pure extension, most probably responsible for extensional re(?)-activation of the EW oriented fault family. Some of our computed paleostress tensors are in good agreement with this last stress field, especially close to the Rhône valley and in the Zermatt valley (sites N° 01, 13, 33, 36, and 48, for the most constrained tensors).

The overall stress fields we have computed in the southern Valais are in good agreement with NE-SW extension observed in the Simplon Fault Zone, (Mancktelow 1992, Grosjean et al. in press). Our study especially emphasizes the regional scale of orogen-parallel extension, as it is now described in the Simplon Fault Zone, in the whole southern Valais area, and in the Val d'Aoste area further to the South (Bistacchi & Massironi 2000). Accordingly, we can propose a generalized orogen-parallel extension homogeneous in the entire "Simplon-Valais-Aosta" area (Fig. 11).

Neogene and ongoing extensional tectonics in the western and particularly northwestern Alps remains to be explained in terms of a unifying geodynamic process. A major question concerns the relationship between the orogen-parallel extension in the Simplon-Valais-Aosta area and the radial brittle extension described in the southwestern Alps, especially in the Briançon area (Sue & Tricart 2002). Moreover, the link with the ongoing large scale radial extension (Sue et al. 1999, Kastrup et al. 2002, Delacou et al. submitted) remains to be clarified. Local kinematics or dynamic interpretations, such as regional southwestward extrusion phenomenon in the northwestern Alps (Hubbard & Mancktelow 1992, Bistacchi & Massironi 2000), counterclockwise rotation in the belt (Ménard

1988, Vialon et al. 1989, Thomas et al. 1999, Collombet et al. 2002), associated with extrusion of the Lepontine dome (Steck & Hunziker 1994, Frisch et al. 2000, Wawrzyniec et al. 2001 and/or buoyancy forces in the root of the belt may account for this extension. Recent geodetic studies (Calais et al. 2002, Oldow et al. 2002) suggest no (or very low) shortening accommodated in the western Alps while the seismotectonic extension is radial to the bend. According to this, the present dynamic of the arc seems to be different to the Miocene dynamic

### Acknowledgements

This work was supported by the Neuchâtel University and by the Swiss National Science Foundation (grant # 21-61684.00). We thank N.S. Mancktelow, M. Massironi and J. Remane for constructive reviews and comments. We are grateful to M. Sartori and P. Tricart for fruitful discussions. We wish to thank L. Bichsel, B.M. Dufour, N. Vouillamoz and Luna for their helpful participation in field work. We are also grateful to the persons who welcome us in the Valais region during field work.

### REFERENCES

- ALBARELLO, D., MANTOVANI, E., BABBUCCI, D. & TAMBURELLI, C. 1995 Africa-Eurasia Kinematics – Main Constraints and Uncertainties. *Tectonophysics* 243(1–2), 25–36.
- ANGELIER, J. 1990: Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress – A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.* 103, 363–376.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France* 7(XIX) 1309–1318.
- ARGUS, D. F., GORDON, R. G., DEMETS, C. & STEIN, S. 1989: Closure of the Africa-Eurasia-north America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.* 94, 5585–5602.
- BISTACCHI, A. & MASSIRONI, M. 2000: Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach. *Tectonophysics* 327(3–4), 267–292.
- BISTACCHI, A., EVA, E., MASSIRONI, M. & SOLARINO, S. 2000: Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology. *J. Geodyn.* 30, 205–228.
- BISTACCHI, A., DAL PIAZ, G. V., MASSIRONI, M., ZATTIN, M. & BALESTRIERI, M. L. 2001: The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene-Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps. *Int. J. Earth Sci.* 90(3), 654–667.
- BURKHARD, M. 1986: Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 27(5), 281–301.
- BURKHARD, M. 1988: L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae Geol. Helv.* 81, 63–114.
- CALAIS, E., GALISSON, L., STEPHAN, J. F., DELTEIL, J., DEVERCHERE, J., LARROQUE, C., DE LEPINAY, B. M., POPOFF, M. & SOSSON, M. 2000: Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948–1998. *Tectonophysics* 319(1) 1–17.
- CALAIS, E., NOCQUET, J. M., JOUANNE, F. & TARDY, M. 2002: Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001. *Geology* 30, 651–654.
- CHOUKROUNE, P., BALLÈVRE, M., COBBOLD, P., GAUTIER, Y., MERLE, O. & VUICHARD, J. P. 1986: Deformation and motion in the western alpine arc. *Tectonics* 5(2), 215–226.

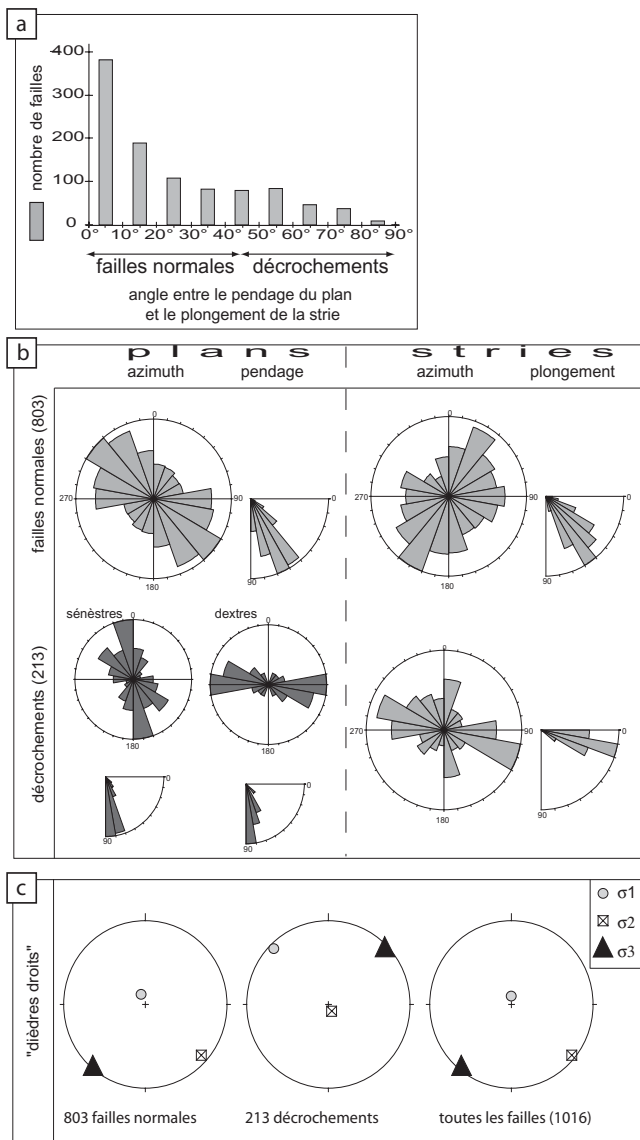


- COLLOBET, M., THOMAS, J., C., CHAUVIN, A., TRICART, P., BOULLIN, J. P. & GRATIER, J. P. 2002: Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics* 21, 352–366.
- CRÉTAUX, J.-F., SOUDARIN, L., CAZENAVE, A. & BOUILLÉ, F. 1998: Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system. *J. Geophys. Res.* 103, 30167–30181.
- DEICHMANN, N., BAER, M., BRAUNMILLER, J., BALLARIN DOLFIN, D., BAY, F., BERNARDI, F., DELOUIS, B., FÄH, D., GERSTENBERGER, M., GIARDINI, D., HUBER, S., KRADOLFER, M., MARAINI, S., OPRISAL, I., SCHIBLER, R., SCHLER, T., SELLAMI, S., STEIMEN, S., WIEMER, S., WÖSSNER, J. & WYSS, A. 2003: Earthquake in Switzerland and surrounding region during 2002. *Ecolae Geol. Helv.* 96, 313–324.
- DELACOU, B., SUE, C., CHAMPAGNAC, J. D. & BURKHARD, M. submitted: Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.*
- DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F. & STEIN, S. 1990: Current plate motions. *Geophys. J. Int.* 101, 425–478.
- DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F. & STEIN, S. 1994: Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191–2194.
- DESMONS, J., APRAHAMIAN, J., COMPAGNONI, R., CORTESOGNO, L., FREY, M., GAGGERO, L., DALLAGIOVANNA, G., SENO, S. & RADELLI, L. 1999: Alpine metamorphism of the western Alps: middle to high P/T metamorphism. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79, 89–110.
- ESCHER, A., HUNZIKER, J., MASSON, H., SARTORI, M. & STECK, A. 1997: Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In: O.A. PFIFFNER, P. LEHNER, P.Z. HEITZMAN, S. MUELLER AND A. STECK (Eds.), *Deep structure of the Swiss Alps – Results from NRP 20*. Birkhäuser AG, Basel., 205–222.
- FREY, N., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. 1999: Metamorphic maps of the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79.
- FRISCH, W., SZEKELY, B., KUHLEMAN, J. & DUNKL, I. 2000: Geomorphological evolution of the Eastern Alps in response to Miocene tectonics. *Z. Geomorphologie* 44(1), 103–138.
- GOURLAY, P. 1984: La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles-Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- GRASEMANN, B. & MANCKTELOW, N. S. 1993: Two-dimensional thermal modelling of normal faulting: the Simplon Fault Zone, Central Alps, Switzerland. *Tectonophysics* 225(155–165).
- GROSJEAN, G., SUE, C. & BURKHARD, M. in press: Late Neogene brittle extension in the vicinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland. *Ecolae Geol. Helv.*
- HUBBARD, M. & MANCKTELOW, N. S. 1992: Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. *Geology* 20, 943–946.
- HUNZIKER, J., DESMONS, J. & HURFORD, A. J. 1992: Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mém. géol. Lausanne* 13.
- KASTRUP, U. 2002: Seismotectonics and Stress-Field variations in Switzerland. PhD Thesis, ETH Zürich, Nr 14527.
- KREEMER, C. & HOLT, W. E. 2001: A no-net-rotation model of present day surface motion. *Geophys. Res. Lett.* 28, 4407–4410.
- LE PICHON, X., BERGERAT, F. & ROULET, M. J. 1988: Plate kinematics and tectonics leading to the alpine belt formation; a new analysis. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 218, 111–131.
- MANCIEL, P. & MERLE, O. 1987: Kinematics of the northern part of the Simplon line (central Alps). *Tectonophysics* 135, 265–275.
- MANCKTELOW, N. S. 1985: The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Ecolae Geol. Helv.* 78, 73–96.
- 1990: The Simplon fault zone. *Breit. Geol. Karte Schweiz (NF)* 163, 74 pp.
- 1992: Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: Evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics* 215, 295–317.
- MASSIRONI, M., BAGGIO, P., DAL PIAZ, G. V. & LOIZZO, R. 1997: Brittle tectonics in Northwestern Alps: remote sensing applications. In: CECCHI, G., ENGMAN E.T., ZILIOLO, E. (eds.), *Earth Surface Remote Sensing. EUROPTO Series*. 3322, 329–339.
- MAURER, H., BURKHARD, M., DEICHMANN, N. & GREEN, G. 1997: Active tectonism in the central Alps: Contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova* 9, 91–94.
- MÉNARD, G. 1988: Structure et cinématique d'une chaîne de collision: Les Alpes occidentales et centrales. Thèse de Doctorat d'état, Université Joseph Fourier. Grenoble.
- MOSAR, J. 1999: Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and decollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. *Earth and planet. Sci. Lett.* 173(3), 143–155.
- NOCOQUET, J.-M. 2002: Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale. Thèse de doctorat, Université de Nice. 307pp.
- OLDOW, J. S., FERRANTI, L., LEWIS, D. S., CAMPBELL, J. K., D. A. B. R. C., PAPPONE, G., CARMIGNANI, L., CONTI, P. & AIKEN, C. L. V. 2002: Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen. *Geology* 30, 779–782.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S. M. & NEUGEBAUER, J. 1989: Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. *Geology* 17, 404–407.
- SARTORI, M. 1993: Une carte des décrochements dans la vallée du Rhône. In: N. Mancktelow (eds), *Schweizer TektonikerTreffen. Lecture Abstracts*, Zürich.
- SEVERSTONE, S. M. 1988: Evidence for East-West crustal extension in the eastern Alps: implication for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics* 7, 87–105.
- SEWARD, D. & MANCKTELOW, N. S. 1994: Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating. *Geology* 22, 803–806.
- SOOM, M. A. 1990: Abkühlungs und Hebungsgeschichte der Ebnal Massive und der Penninischen Decken beidseits des Simplon-Rhône-Linie seit dem Oligozän: Spaltspurdaterungen an Apatit/Zirkon und K-Ar Datierungen an Biotit/Muscovit (Westliche Zentralalpen). PhD Thesis Bern Univ., 120pp.
- SPERNER, B., OTT, R. & RATSCHBACHER, L. 1993: Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation. *Computers & Geosciences* 19(9), 1361–1388.
- STECK, A. 1984: Structure de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Ecolae Geol. Helv.* 77, 55–100.
- STECK, A. & HUNZIKER, J. 1994: The tertiary structure and thermal evolution of the central Alps – compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics* 238, 229–254.
- STECK, A., EPARD, J. L., ESCHER, A., MARCHANT, R. & MASSON, F. 1997: Geological interpretation of the seismic profiles through western Switzerland: Rawil (W1), Val d'Annivier (W2), Mattertal (W3), Zmutt-Zermatt-Findelen (W4), and Val de Bagnes (W5). In: O.A. PFIFFNER, P. LEHNER, P.Z. HEITZMAN, S. MUELLER AND A. STECK (Eds.), *Deep structure of the Swiss Alps – Results from NRP 20*. Birkhäuser AG, Basel.
- STECK, A., BIGIOGGERO, B., DAL PIAZ, G., ESCHER, A., MARTINOTTI, G. & MASSON, H. 2000: Carte géologique des Alpes de Suisse occidentale, 1/100000. Carte géologique spéciale N° 123. Serv. Hydrol. géol. natl. (Berne).
- STECK, A., EPARD, J. L., ESCHER, A., GOUFFON, Y. & MASSON, H. 2001: Carte géologique des Alpes de Suisse occidentale, 1/100000, notice explicative. In: Carte géologique spéciale N° 123. Office féd. Eaux Géologie (Berne).
- SUE, C. 1998: Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes: Approche structurale et sismologique. Thèse de doctorat. Université Joseph Fourier. 299pp., Grenoble.
- SUE, C. & TRICART, P. 1999: Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. *Ecolae Geol. Helv.* 92(2), 171–181.
- 2002: Late-Alpine syncollisional extension in the core of the Western Alps inferred from faulting analysis. *J. geol. soc. (London)* 159, 61–70.

- 2003: Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* 22 (5).
- SUE, C., THOUVENOT, F., FRECHET, J. & TRICART, P. 1999: Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. geophys. Res.* 104(B11), 25611–25622.
- THOMAS, J. C., CLAUDEL, M. E., COLLOMBET, M., TRICART, P., CHAUVIN, A. & DUMONT, T. 1999: First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 561–574.
- TRICART, P., SCHWARTZ, S., SUE, C., POUPEAU, G. & LARDEAUX, J.-M. 2001: La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front Briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes Occidentales): une dynamique miocène à actuelle. *Bull. Soc. géol. France* 172(1), 49–58.
- VIALON, P., ROCHETTE, P. & MÉNARD, G. 1989: Indentation and rotation in the Alpine arc. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D., PARK, R.G. Ed. *Spec. Alpine Tectonics*. Geological Society of London 45(Special Publication) 329–338.
- WAWRZYNIEC, T. F., SELVERSTONE, J. & AXEN, G. J. 2001: Style of footwall uplift along the Simplon and Brenner normal fault system, central and Eastern Alps. *Tectonics* 20(5), 748–770.
- WUST, G. & SILVERBERG, D. 1989: Northern Combin zone complex-Dent Blanche nappe contact: extension within the convergent Alpine belt. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69, 251–259.

Manuscript received June 3, 2003

Revision accepted September 10, 2003



**Figure II.2 :** Statistiques de la fracturation mesurée dans le Sud Valais

- a) Histogramme de l'angle différentiel entre le pendage du plan et le plongement de la strie; les angles faibles indiquent une strie pleine pente, et donc une faille normale (dans notre contexte tectonique), alors qu'un angle fort indique un décrochement.
- b) Histogrammes circulaires de l'orientation des plans de failles et de leur(s) strie(s). Voir texte pour discussion.
- c) Calcul de la direction moyenne des contraintes / déformations dans tout le Sud Valais par la méthode de sdièdre droits (voir le texte pour la discussion), ne prenant en compte que les failles normales (à gauche), les décrochements (au milieu) et toutes les failles (à droite).

## 2) Données complémentaires sur la fracturation

La fracturation observée et mesurée dans le Sud Valais traduit une déformation en accord avec celle liée aux mouvements sur la faille du Simplon, c'est à dire une extension ENE-WSW. Cette direction est cohérente avec les résultats qualitatifs dans le Val d'Aoste [Bistacchi and Massironi, 2000; Bistacchi et al., 2001; Malusa, 2004]. Si la faille majeure du Simplon peut être invoquée comme cause de la déformation cassante à son toit (la partie orientale du Sud Valais), son importance directe comme origine ou guide de la déformation dans la partie occidentale du Sud Valais reste à démontrer, et semble peu probable en raison de l'éloignement (plus de 50 km). Néanmoins, toute la zone « Simplon-Valais-Val d'Aoste » a enregistré une extension parallèle aux structures alpines (« orogen-parallel extension », figure E11) au cours de son histoire tardialpine.

Une analyse statistique qui prend en compte de façon globale toutes les failles mesurées à l'affleurement dans le Valais a été conduite. La figure II.2 présente : *i.* l'histogramme des angles différentiels entre le pendage du plan et le plongement de la strie portée (figure II.2a), *ii.* les orientations des plans et stries mesurées pour les décrochements et les failles normales (figure II.2b), et *iii.* la détermination d'axes de contraintes / déformations « globaux » pour l'ensemble du Sud Valais (figure II.2c).

L'histogramme (figure II.2a) représente l'angle entre la ligne de plus grande pente du plan de faille et le plongement de la strie portée. Cet angle est nul pour une faille dont la strie est pleine-pente (faille normale ou inverse pure) et est égale à 90° pour un décrochement pur (faille verticale avec une strie horizontale). Cet histogramme montre très nettement la forte majorité de failles ayant des stries à fort plongement (failles normales dans ce cas), et une diminution progressive vers les valeurs plus grandes, qui indique le peu de failles décrochantes, et l'absence de stries purement horizontales.

Les histogrammes circulaires (figure II.2b) représentent les azimuts et pendages des plans et des stries pour les failles normales (en haut) et pour les failles décrochantes (en bas). Les plans des failles normales sont principalement orientés NW-SE (avec une assez forte dispersion), avec des plongements entre 50° et 70°, classiques pour des failles normales. Leurs stries sont orientées perpendiculairement aux plans (pleine pente), avec un pendage comparable. Les plans de failles décrochantes ont été triés selon leurs critères cinématiques ; les failles sénestres sont orientées principalement N-S, mais également



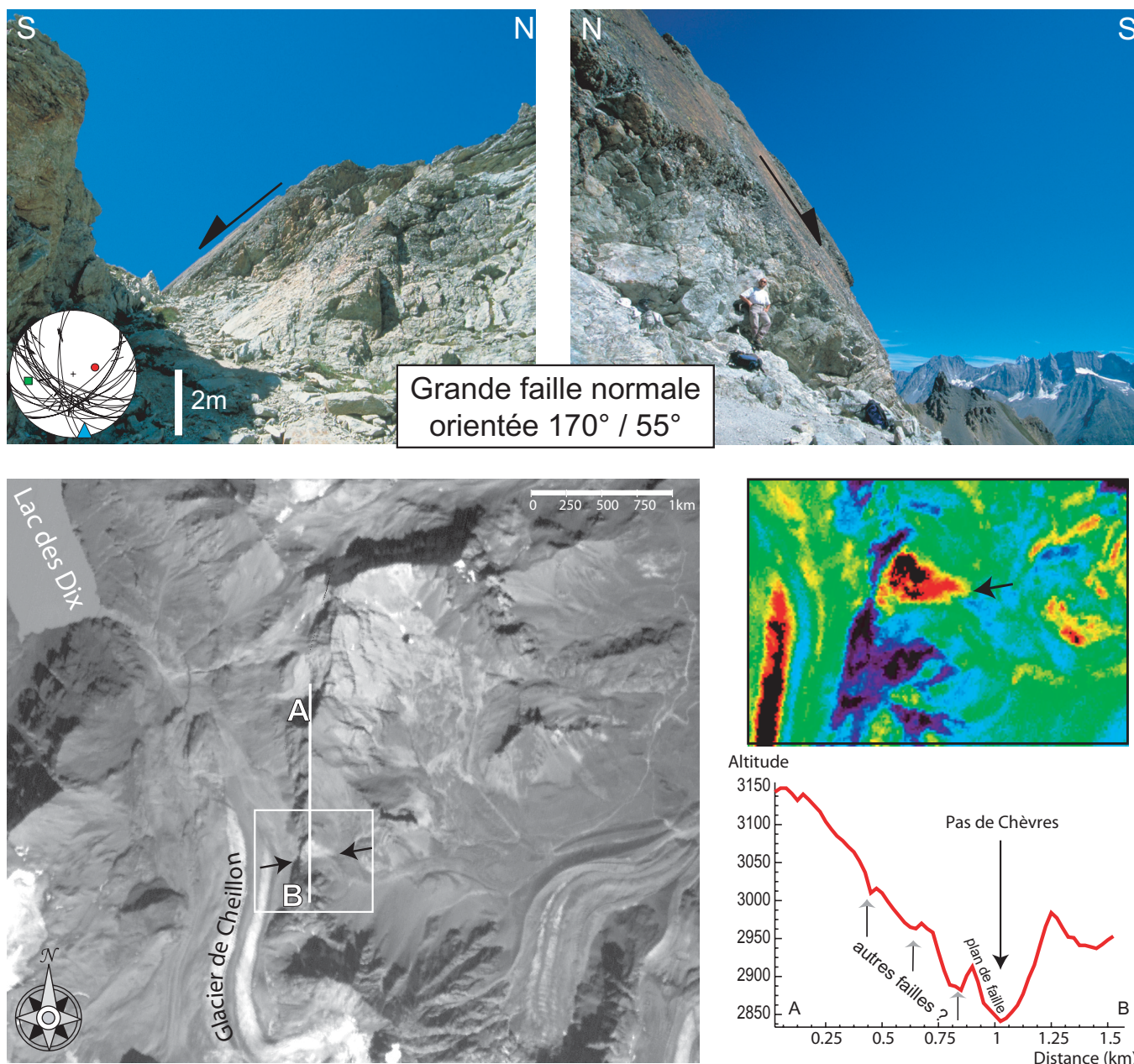
NW-SE. Les failles dextres sont orientées E-W, et leurs pendages sont subverticaux ( $70^\circ$  à  $90^\circ$ ). Les stries sont principalement orientées WNW-ESE, mais aussi N-S, avec des pendages faibles, mais non nuls ( $10^\circ$  à  $20^\circ$ ); elles correspondent aux deux familles décrochantes.

La figure II.2c représente l'inversion par la méthode des dièdres droits [Angelier, 1979] d'une base de données composite des failles normales (à gauche), des décrochements (au milieu) et de *toutes* les failles mesurées dans le Sud Valais (à droite). Je suis conscient qu'une détermination d'axes (de contraintes ou de déformation) sur une surface aussi grande, hétérogène, et polyphasée transgresse une bonne partie des hypothèses de base des méthodes d'inversion (voir le chapitre I.2, "méthodes"). Néanmoins, le résultat est intéressant : dans le cas de la détermination pour l'ensemble des failles, l'axe  $\sigma_1$  est vertical et l'axe  $\sigma_3$  est orienté NE-SW, perpendiculairement au plus grand nombre de failles. La comparaison avec la direction moyenne des axes de paléocontraintes obtenus pour chaque site séparément (figure E7) montre que la direction générale est comparable, avec cependant un écart d'une vingtaine de degrés. La comparaison entre les axes d'extension déterminés pour les failles normales et décrochantes est parlante : l'orientation de l'axe  $\sigma_3$  est la même, à quelques degrés près. La différence entre les deux tenseurs tient uniquement à l'échange entre les axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$ , sans préjuger de la signification mécanique et/ou géologique de cet échange. Cette stabilité de l'axe  $\sigma_3$  entre les tenseurs décrochants et extensifs a déjà été observée localement et laisse penser à un régime globalement transtensif. Cependant, les rapports  $\Phi$  calculés et les chronologies relatives indiquent un régime en extension multidirectionnelle qui suit un régime transtensif. Je reviendrai sur cette contradiction (chapitre II.4), en discutant de ses implications sur la signification et la compréhension des données.

Les études sismotectoniques récentes [Maurer et al., 1997; Eva et al., 1998; Delacou et al., 2004] montrent que la direction actuelle d'extension dans le sud Valais, basée sur les axes « T » de la déformation, sismogène ou sur l'inversion d'une population de mécanismes au foyer, est orientée N-S. Cette orientation est notablement différente de l'orientation de l'axe  $\sigma_3$  des paléocontraintes (globalement ENE-WSW). Le passage d'un champ de contraintes à l'autre n'est pas daté. Toutefois, un certain nombre de tenseurs de bonne qualité (n° 01, 13, 33, 36 et 48 en particulier), situés à proximité de la vallée du Rhône ou plus au Sud correspondent à une direction d'extension N-S ; ces affleurements sont intensément fracturés et présentent des plans griffés, («frictionnés») mécaniquement, sans fibres minérales. L'aspect de ces plans suggère des mouvements relativement « froids » et proches de la surface, donc plutôt récents (gouge de faille, brèches incohésives, stries mécaniques, plans très lisses, plaquage d'hématite...).

Ces grandes failles Est-Ouest sont convenablement orientées pour fonctionner en failles normales dans un régime extensif Nord-Sud. Le régime tectonique est donc probablement récent à actuel. La figure II.3 présente un exemple d'une telle faille. Les photos montrent l'aspect d'un même grand plan de failles, délimitant le col du Pas de Chèvres (entre le Val d'Hérens et le Val d'Héremence), prise de l'Est (à gauche) et de l'Ouest (à droite). Ce plan est orienté  $170^\circ/55^\circ$  (soit presque E-W, avec un pendage vers le Sud), avec des stries normales, pleine pente. Le plan présente également une fine minéralisation d'hématite, qui lui donne un aspect sombre et brillant. L'image IRS-1C montre bien ce plan de faille, qui apparaît comme une facette triangulaire avec une base de près de 200 m. La représentation de l'image en fausses couleurs (zoom) permet de bien délimiter cette structure. Le profil topographique N-S extrait du MNT Swisstopo à 25 m permet de mettre en évidence le plan de faille. Sa hauteur est d'environ 80 m, et son pendage est comparable à celui mesuré sur le terrain. La présence au Nord de cette faille de dépressions espacées d'environ 200 m chacune permet de proposer une succession de 3 autres failles normales de taille comparable à celle du Pas de Chèvres. Si le rejet vertical de ces failles n'est pas quantifiable (absence de niveau repère), on peut toutefois proposer que le compartiment sud se soit affaissé d'au moins une centaine de mètres, probablement plus. La figure T7b présente également une grande faille normale E-W, de taille et d'aspect comparable à celle du Pas de Chèvres. Cette fracturation, compatible avec les axes de contraintes actuels déduits des études sismotectoniques [Delacou et al., 2004] semble être un élément important de la tectonique récente dans le Sud Valais.





### 3) Etude morphotectonique du Sud Valais

Comme indiqué dans le chapitre II.2 (Méthodes), la forme du relief résulte de différents facteurs qui interagissent entre eux; le climat, la nature de la roche et la tectonique sont les trois facteurs les plus importants [e.g. Molnar and England, 1990]. La morphologie peut être étudiée sous l'angle morphoclimatique (rôle du climat), morphostructural (interaction avec la structure géologique) ou morphotectonique (rôle des mouvements tectoniques). J'ai choisi de n'aborder ici que l'aspect tectonique, qui influence le réseau hydrographique [e.g. van der Beek and Braun, 1999; Burbank and Anderson, 2001]. Deux aspects seront présentés: une cartographie de la fracturation du sud Valais, et l'analyse de profils en long de rivières.

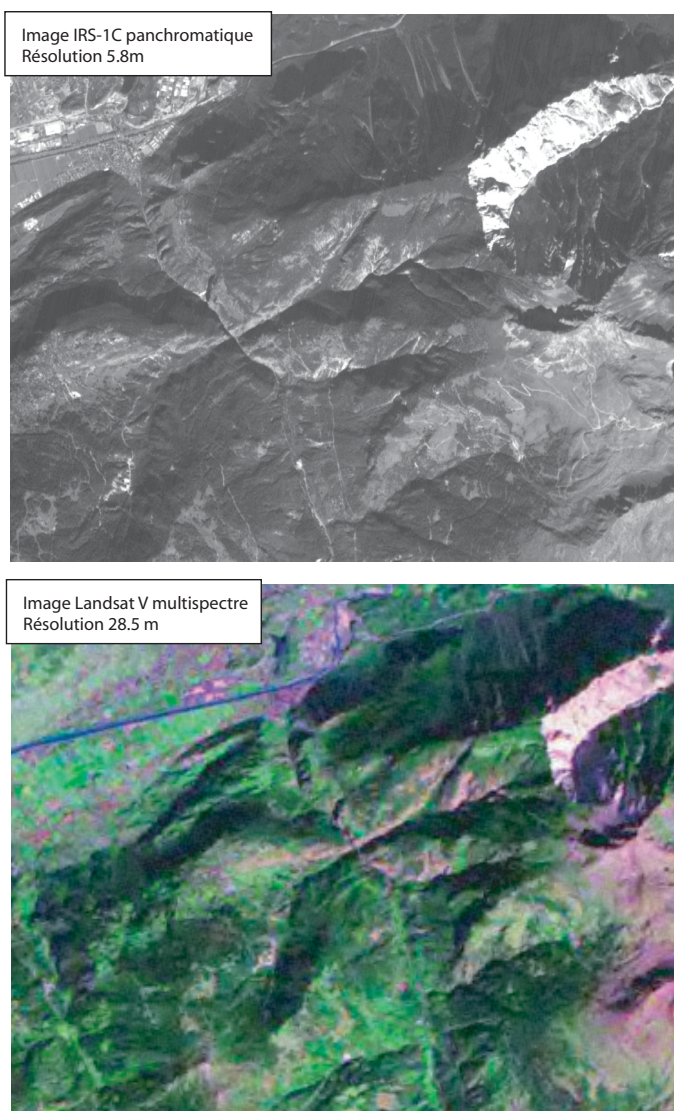
#### a) Cartographie de la fracturation

Une faille est une discontinuité qui sépare et décale deux volumes de roche. Elle se caractérise par une longueur (en carte), une profondeur (en coupe), une épaisseur (zone broyée) et un rejet (décalage entre les deux volumes de roches). Une discontinuité au sein du volume de roche provoque la circulation de fluides et accélère l'altération de la roche (création d'une gouge de failles, c'est à dire d'une brèche tectonique fine, incohésive et riche en argiles [Scholtz, 1990; Semeniuk, 2004]). Cette circulation de fluides permet la cristallisation sur le plan de faille, ou entre les éléments fracturés de minéraux dissous. De plus, l'importante fracturation à proximité du plan de faille permet, si la faille est à l'affleurement, d'éroder plus rapidement la zone fracturée. Cette forte érodabilité se traduit par la présence fréquente de torrents ou rivières le long du tracé d'une faille. Les interactions possibles entre réseau hydrographique et réseau de fractures ont été longuement décrites [e.g. Hovius, 1996; Massironi, 1999; Kuhlemann et al., 2001; Schlunegger et al., 2002; Schlunegger and Hinderer, 2003]. D'une manière générale, la présence d'une faille se traduit par une signature morphologique qui va d'une légère variation de la pente locale à de fortes contre-pentes et/ou de profonds talwegs. C'est cette variation de pente locale qui permet l'identification de failles par télédétection.

Avec des photos spatiales ou aériennes, c'est l'éclairage naturel qui provoque un ombrage des structures et permet ainsi la détection et la cartographie de failles. Pour obtenir une information la plus complète possible, il faut utiliser plusieurs images, issues de différents capteurs, avec différentes positions du soleil. La figure II.4 donne un exemple de la même zone (région du bas du Val d'Anniviers et de l'Ilgraben) saisie par deux capteurs différents. La résolution de l'image IRS-1C pan (figure II.4a, taille du pixel=5.8 m), est nettement supérieure à la résolution de la Landsat 5 (figure II.4b, taille du pixel=28.5 m) et permet une détection plus fine; par contre, l'information colorimétrique et la taille importante de l'image Landsat permettent une étude à plus grande échelle (par exemple figures II.1, II.21 et II.25). La nature des failles détectées (orientation, longueur) dépend donc de l'image consultée. Différents exemples de fracturation sont illustrés figure E2 (Lac de Moiry, dans le Val d'Anniviers, et Zermatt, dans le Mattertal), figure T7b (Pic d'Artsinol) et figure II.3 (Pas de Chèvres). Les images spatiales peuvent fournir d'importantes informations pour l'étude locale d'une structure. Malheureusement, l'analyse exhaustive d'une vaste région se heurte souvent à des limites intrinsèques aux images spatiales, en particulier liées au contraste. Il n'est en effet pas possible, en région montagneuse, d'avoir une image avec un contraste idéal et homogène en tout point de l'image. Les versants à l'ombre peuvent apparaître trop sombres, d'autres peuvent être surexposés. De plus, le contraste n'est « actif » que dans une seule direction, perpendiculaire à celle du soleil au moment de la prise de vue. Cette direction d'éclairage peut créer un seuil de détection différent en fonction de l'azimut des structures, et fausser les importances relatives de chaque direction. Pour ces raisons, j'ai décidé de cartographier les linéaments avec un Modèle Numérique de Terrain (MNT Swisstopo).

Le MNT présente de nombreux avantages; c'est une représentation numérique de la topographie qui permet différents calculs et représentations. Il permet en particulier la représentation tridimensionnelle d'une vue par satellite, d'une carte ou d'une image [e.g. Bishop and Shroder, 2004]. Ce type de





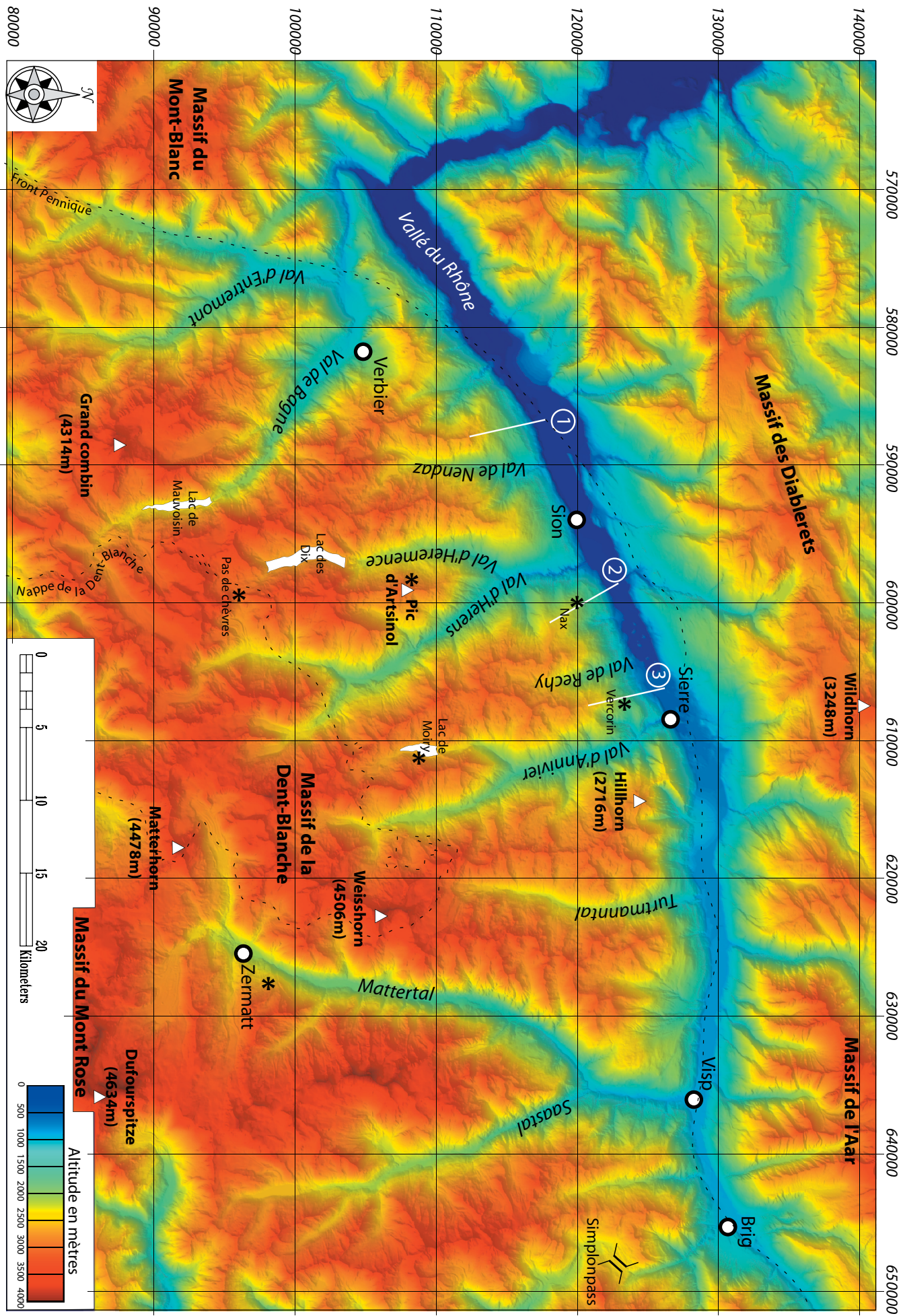
**Figure II.4:** Exemple d'images satellites du bas du Val d'Anniviers et de l'Illgraben, au dessus de Sierre. Image IRS-1C pan (en haut) et Landsat 5 (en bas).

représentation demande malheureusement une puissance de calcul importante, prohibitive pour un travail précis et à grande échelle. Je me suis donc contenté, sauf étude locale, d'une approche 2D du MNT, visualisé et traité grâce au logiciel ENVI. La représentation des altitudes en couleur permet de visualiser la structure de premier ordre de la zone étudiée ; la figure II.5 présente la topographie du Sud Valais (rehaussée par un léger ombrage) et la toponymie utilisée dans la suite de ce chapitre. On distingue les grandes lignes de l'organisation topographique de la région: une grande vallée E-W (la vallée du Rhône) dans laquelle se jettent de grandes rivières, qui coulent vers le Nord. On constate également une forte dissymétrie entre la rive gauche (Sud Valais) et la rive droite du Rhône (Nord Valais). La rive gauche (le Sud Valais) présente une pente régulière entre 500 m et 4500 m d'altitude en une vingtaine de km (moins d'une dizaine de degrés d'inclinaison moyenne), de longues rivières et lignes de crêtes, et une ligne de partage des eaux située 25 km au Sud du Rhône. La rive droite, au contraire, présente une pente plus forte (plus d'une quinzaine de degrés), des torrents courts et une ligne de crête principale située moins de 10 km au Nord du Rhône. On constate également que de vastes surfaces sont à des altitudes de plus de 4000 m (couleurs rouges sombres sur la figure II.5). Le Sud Valais est également caractérisé par de forts reliefs locaux, avec des vallées profondes, à moins de 1500 m d'altitude entourées de sommets de plus de 4000 m, comme par exemple la vallée de Zermatt («Mattertal»).

L'ombrage, c'est à dire le calcul, pour chaque pixel de la réflectance en fonction de la pente locale et de la position du «soleil», permet d'avoir une bonne vision des structures principales. C'est l'un des modes de représentation classique d'un MNT. Il est possible de calculer différents ombrages en fonction de l'orientation que l'on souhaite mettre en évidence. Ainsi, sur la figure II.6, on peut voir (en haut) un ombrage calculé pour un éclairage venant de l'Ouest, avec un angle d'incidence de 45°. Les structures Nord-Sud sont bien mises en relief, et le réseau hydrographique ressort nettement. L'image du bas représente un éclairage plus rasant (35° d'incidence) en provenance du Sud-Est. L'image est plus sombre, mais surtout les structures perpendiculaires aux vallées principales sont mises en relief, alors que le réseau hydrographique est moins lisible que sur l'image du haut.

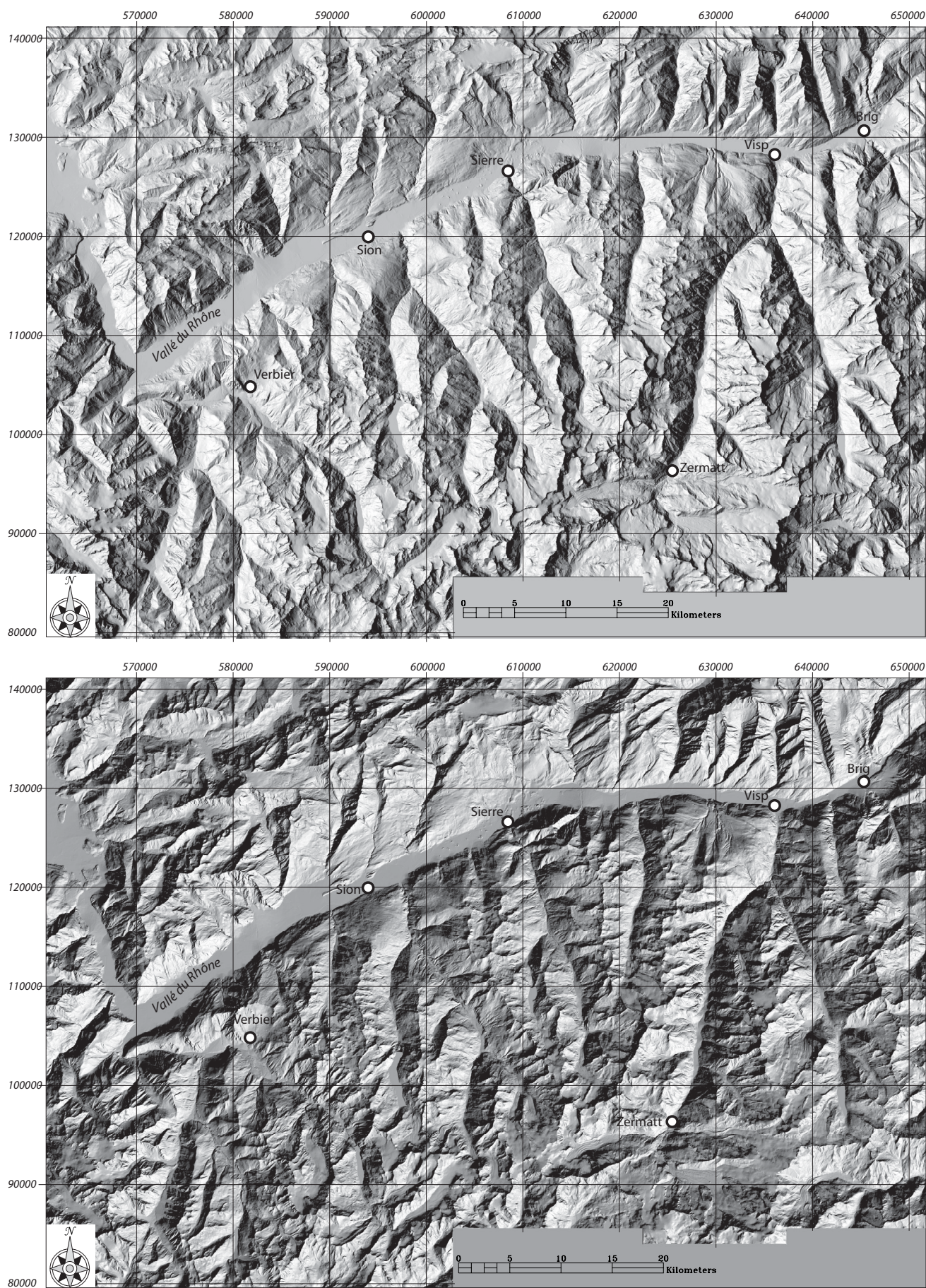
Le MNT permet également de calculer les pentes (dérivée première de la topographie) et la convexité (dérivée seconde de la topographie), dans une fenêtre dont la taille est à définir. La figure II.7 montre les pentes du Sud Valais calculées sur une fenêtre de 75 m (un carré de 3 pixels de côté). Il est important de bien choisir et de faire varier le code couleur en fonction de la structure à caractériser (variations générales de pentes ou au contraire micro-contrastes locaux, par exemple). La figure II.7a permet, par exemple d'observer des pentes faibles (tons bleus) dans la vallée, ainsi que dans les régions





**Figure II.5.** MNT du Valais coloré en fonction de l'altitude avec un léger ombrage. Les noms des villes, des lacs, des vallées, de certains sommets principaux, ainsi que des affleurements présentés dans ce chapitre (astérisques) sont indiqués. Le tracé des coupes topographiques de la figure II.12, la limite de la nappe de la Dent-Blanche ainsi que le Front Pennique sont également notés.

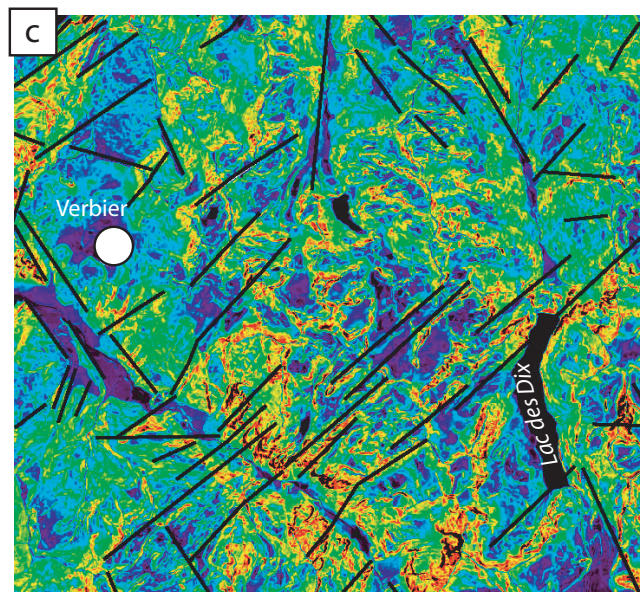
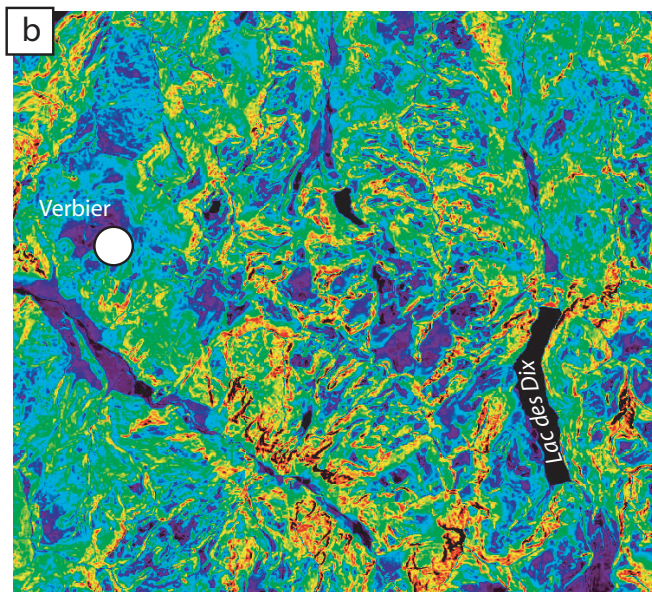
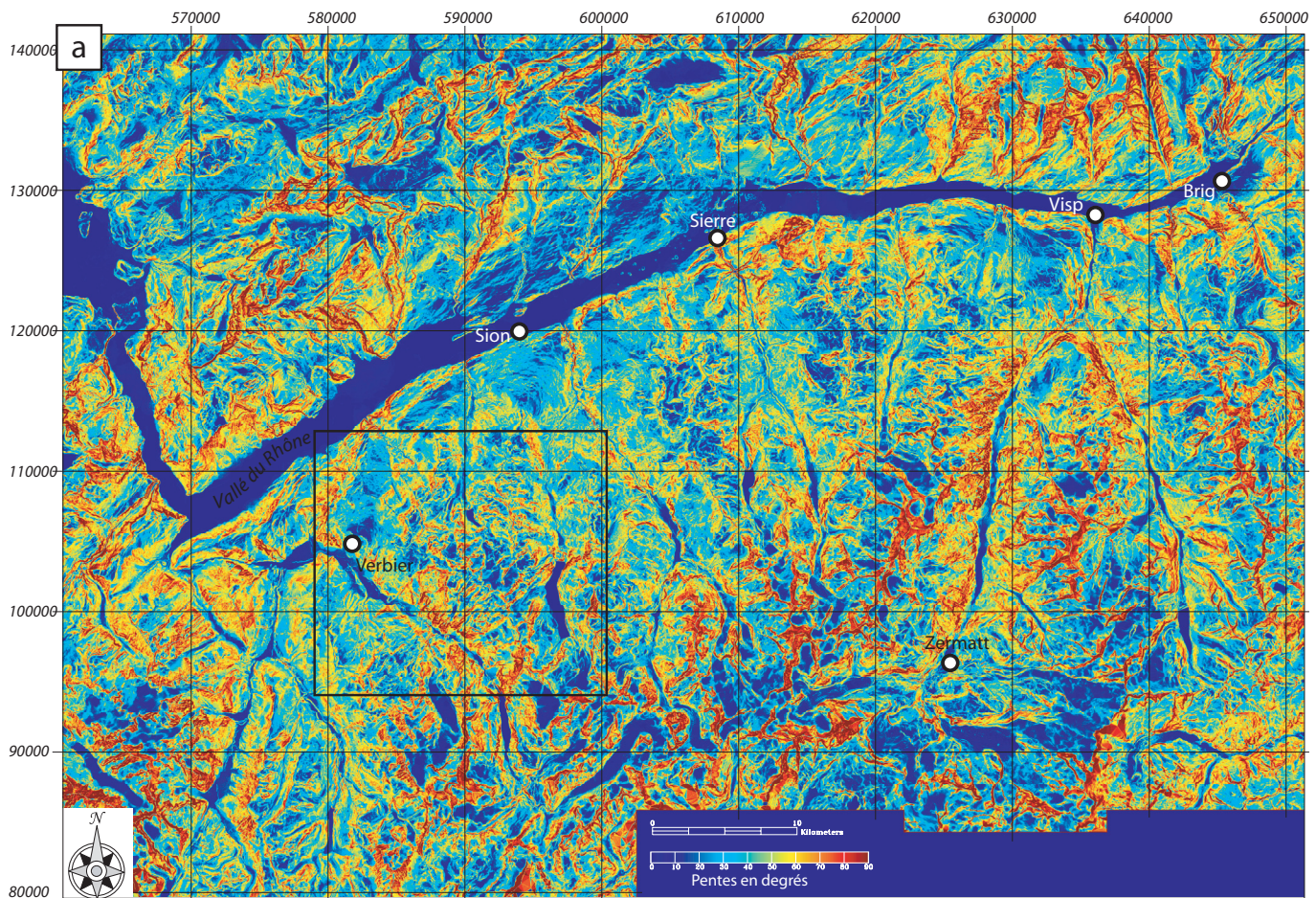




**Figure II.6:** MNT du Valais, ombré de l'Ouest (en haut) et du Sud-Est (en bas). Voir le texte pour la discussion.



englacées du Sud de l'image. Au contraire, les pentes fortes (tons rouges) se trouvent à proximité des hauts sommets, le long de certaines vallées (rive gauche du Mattertal en particulier) et localement à proximité de la vallée du Rhône.



**Figure II.7:** Calcul et représentation de la valeur des pentes, extraites du MNT Swisstopo.

- a) Pentés calculées sur 3 pixel (75m) à partir du MNT du sud Valais. Les teintes froides indiquent des pentes faibles, les teintes chaudes les pentes fortes. Les glaciers, les lacs et les fonds de vallées ressortent particulièrement.
- b) Zoom sur la région de Verbier (bas du Val de Bagnes), où l'on peut voir une alternance à plus faible longueur d'onde.
- c) Interprétation de b).

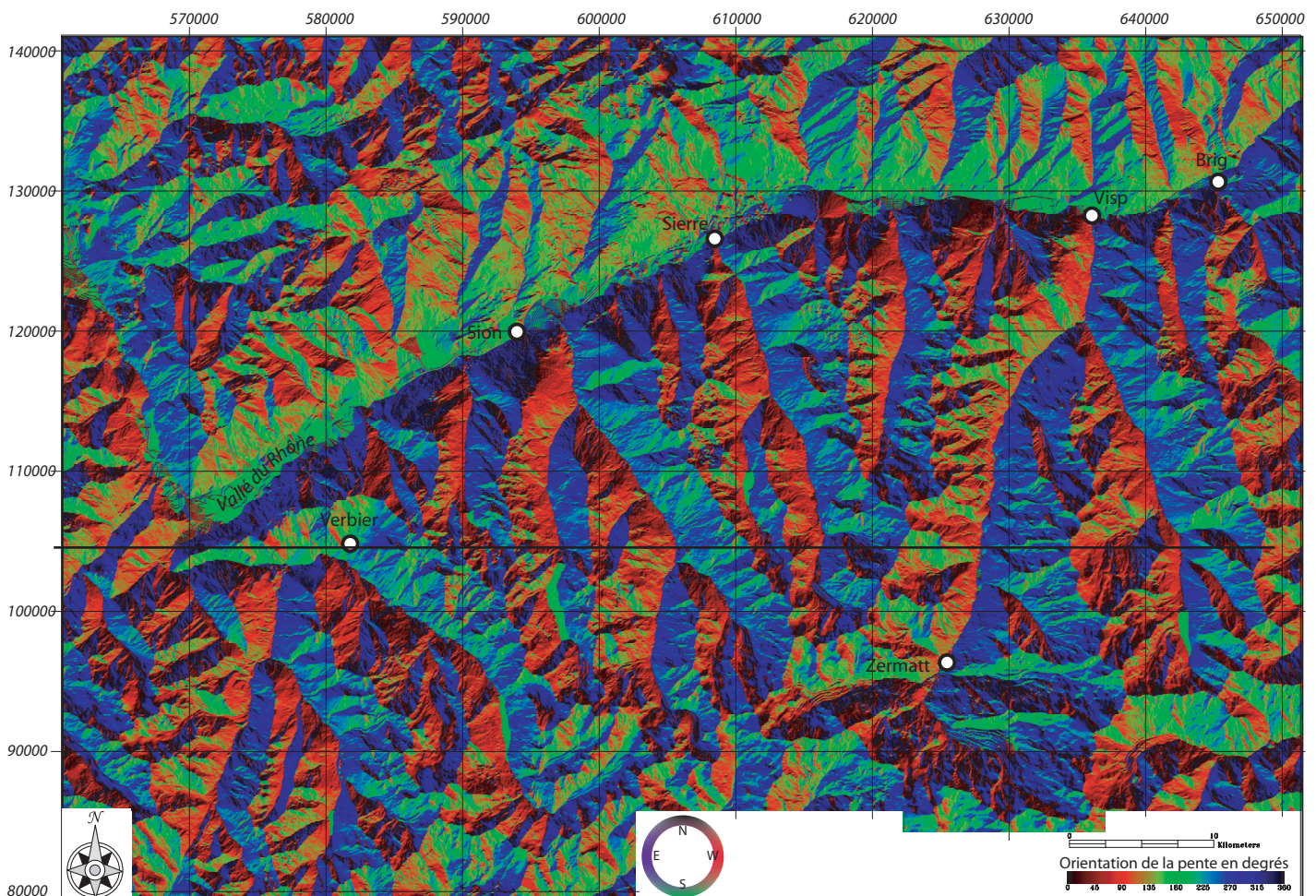


Des variations très subtiles peuvent ainsi être mises en évidence, et un alignement de variations de pente est un fort indice de la présence d'une faille, surtout si on le retrouve de part et d'autre d'une vallée ou d'une crête. Les figures II.7b (gros plan sur une portion de la figure II.7a) et II.7c (interprétation tectonique) illustrent ce tracé de linéaments sur une portion du Val de Bagnes.

Le calcul de l'orientation des pentes est complémentaire à la valeur de la pente. Sur la figure II.8, les orientations ont été calculées dans un carré de 3 pixels de côté ; le noir représente les pentes vers le Nord, le rouge les pentes vers l'Est, le vert les pentes vers le Sud et le bleu les pentes vers l'Ouest. Ce mode de représentation permet de détecter des variations d'orientation, et des contre-pentes en particulier. Ces variations sont particulièrement visibles au Sud de la vallée du Rhône, entre Sion et Siere (alternances bleu/vert). L'association des représentations des valeurs de pente et des orientations de ces pentes permet d'esquisser une représentation complète de la nature des pentes.

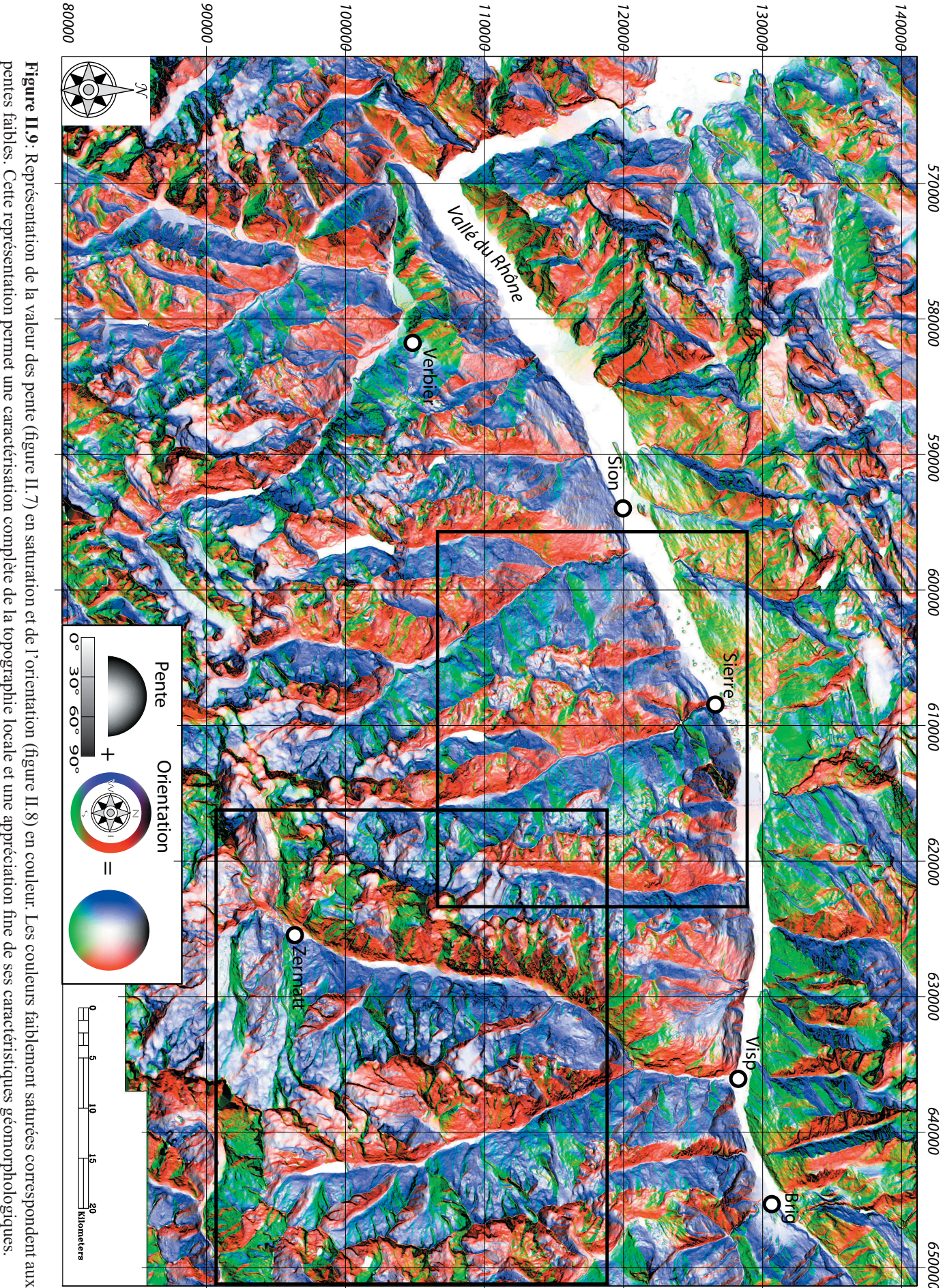
Sur la figure II.9, l'orientation est représentée selon le même code couleur que la figure II.8 alors que la valeur de la pente est représentée en niveau de gris (blanc pour les pentes nulles, noir pour les pentes verticales). En associant ces deux informations, on obtient une image dont la teinte représente l'orientation de la pente et la saturation représente sa valeur. La figure obtenue permet un travail très précis pour la détection et le tracé du réseau de failles. Par exemple, la figure II.10 présente deux détails de la figure II.9 (rectangles noirs), avec un calcul de pente sur 75 m (figure II.10a, Mattertal et Saastal), et sur 1 km (figure II.10b, Val d'Anniviers).

La figure II.10a permet de mettre en évidence un grand linéament NE-SE, identifiable sur plus de



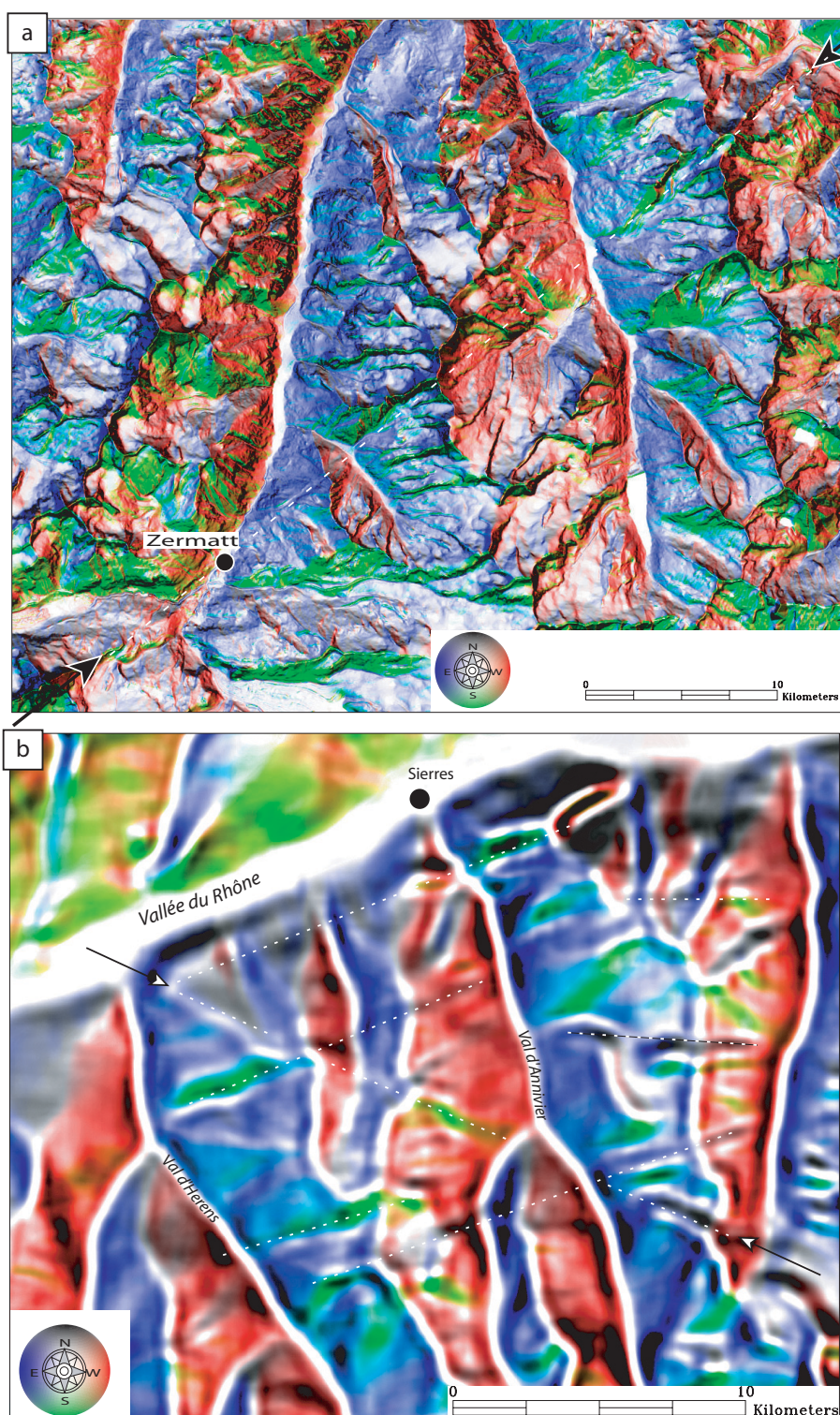
**Figure II.8:** Calcul et représentation de l'orientation des pentes, extraites du MNT Swisstopo. Le noir indique des pentes vers le Nord, le rouge des pentes vers l'Est, le vert des pentes vers le Sud et le bleu des pentes vers le Sud. Cette représentation permet une détection très fine des variations d'orientation, mais ne fournit pas d'indication sur l'importance de cette variation.





**Figure II.9:** Représentation de la valeur des pente (figure II.7) en saturation et de l'orientation (figure II.8) en couleur. Les couleurs faiblement saturées correspondent aux pentes faibles. Cette représentation permet une caractérisation complète de la topographie locale et une appréciation fine de ses caractéristiques géomorphologiques.





**Figure II.10:** Application de la figure II.9 à la détection de faille

a) mise en évidence d'une grande faille (plusieurs dizaines de km) qui passe par Zermatt, orientée NE-SW (pointillés blancs et flèches).

b) Même représentation, mais avec des calculs de pentes (orientation et valeurs) sur 1km<sup>2</sup> (40 pixels \* 40 pixels). Les structures mises en évidence sont de plus grande longueur d'onde (pointillés blancs et flèches), mais correspondent aux directions générales de la fracturation (voir figure E3).

20 km. Ce linéament est le même que celui présenté figure E3, et il apparaît beaucoup plus long et continu que ce que laissait voir l'image satellite. La figure II.10b permet une analyse à une longueur d'onde plus grande, en s'affranchissant du signal à haute fréquence; la grande taille de la fenêtre de calcul (40 pixels) donne les directions structurales à l'échelle du massif. Le grand linéament WNW-ESE (flèches blanches) est bien exprimé dans le vallon de Réchy par une importante contre-pente et la présence de marais. Cette représentation des structures à grande longueur d'onde présente des avantages pour percevoir des structures plus longues et parfois discontinues, mais demande des temps de calculs importants, qui limitent leur utilisation. De plus, il n'est pas possible de représenter sur un

même document des linéaments tracés à partir de documents faisant ressortir des structures de longueurs caractéristiques trop différentes. En effet, la notion de continuité d'un linéament dépend fortement de l'échelle du document consulté pour son tracé.

Le tracé de linéaments est entièrement manuel, et a été fait sans extrapolation entre les différents segments détectés : *seul ce qui a été vu a été tracé*. Cela implique une certaine subjectivité et il faut se garder de surinterpréter les documents. La carte de linéaments (figure E3) fournit une image de la fracturation du Sud Valais ; bien entendu, le fait de détecter un linéament n'implique pas la présence systématique d'une faille. Aussi, chaque fois que cela était possible, j'ai vérifié sur le terrain la présence d'une zone fracturée. D'une manière plus générale, les linéaments observés peuvent être interprétés

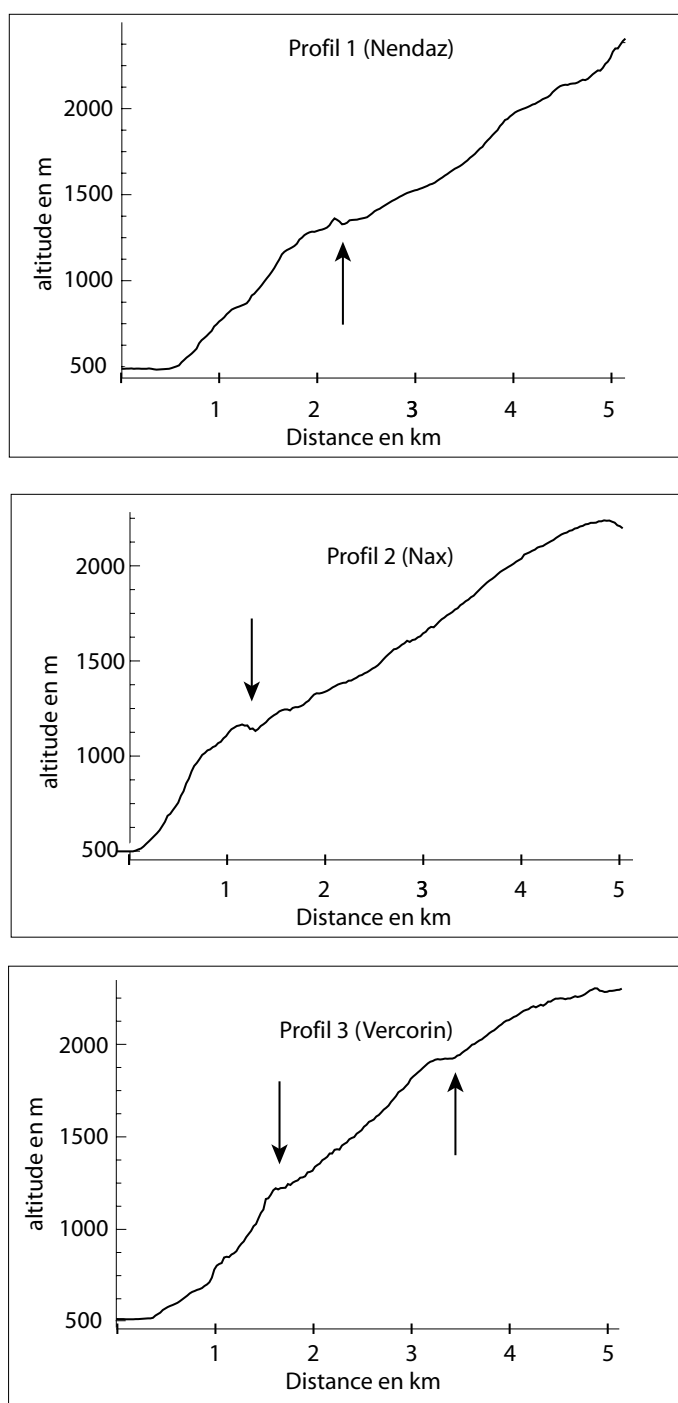




**Figure II.11:** Contre-pentes près de Nax (Val d'Hérens).

- a) Photo prise depuis l'Ouest, en rive gauche du Val d'Hérens sur laquelle on remarque l'importance de la variation de pente, interprétée comme la conséquence du fonctionnement d'une faille normale (en rouge).
- b) Photo prise dans le village de Nax ; L'orientation de la faille (en rouge) correspond à une grande faille mesurée derrière la colline au second plan. On remarque également la contre pente de Vercorin en arrière plan (voir le texte pour la discussion)





**Figure II.12:** profils topographiques extraits du MNT Swisstopo (voir localisation figure II.5). Ces profils montrent tous une contre pente importante 1 à 2 km au Sud de la vallée du Rhône. Ces contres pentes correspondent à des failles qui longent la vallée.

sur plusieurs dizaines de kilomètres, et sont particulièrement exprimés dans la région de Nax et de Vercorin (entre Sion et Sierre), 800 m environ au dessus de la vallée. Ces contre-pentes, photographiées depuis la rive gauche du Val d'Hérens en direction de l'Est (figure II.11a), et depuis le village de Nax, également en direction de l'Est (figure II.11b) sont très visibles dans une grande partie du Valais (de Martigny à Visp). Les profils topographiques NNW-SSW (localisation figure II.5) tracés à travers ces structures illustrent ces variations de pentes (figure II.12). La pente générale est également plus forte en aval de ces structures (de l'ordre de 30°) qu'en amont (de l'ordre de 15°). Le profil 3 montre même

comme étant *probablement* des failles, ou plus subtilement, l'expression morphologique d'une fracturation. Le réseau de failles du Sud Valais (figure E3) présente trois directions stables, E-W, NW-SE et NE-SW (histogramme circulaire de la figure E3).

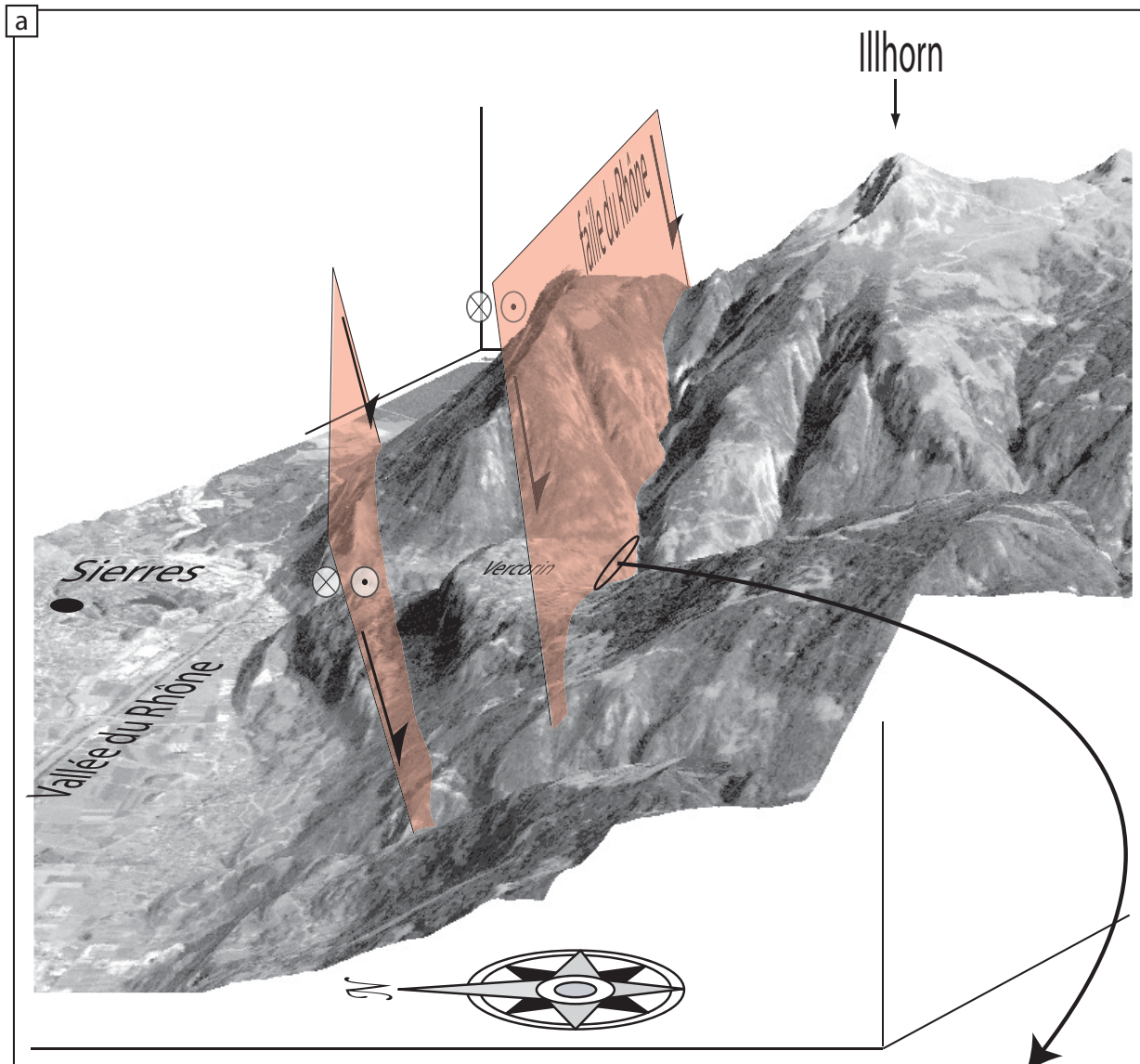
- La direction E-W se retrouve dans toute la zone, mais essentiellement à proximité du Rhône (entre Sierre et Visp), et au Sud, à proximité des haut sommets. Cette direction est parallèle à la partie amont de la moyenne vallée du Rhône (entre Sierre et Visp), à la faille d'Aoste [Bistacchi et al., 2001] immédiatement au Sud, et la partie occidentale de la ligne Insubrienne [e.g. Schmid et al., 1987]. On la retrouve à l'affleurement (figure II.3, figure TN2 et figure T7b), et l'analyse cinématique montre qu'elle accompagne des mouvements normaux et/ou dextres. Ces mouvements sont compatibles avec les données de la littérature [Burkhard, 1988; Sartori, 1993], ainsi qu'avec le champ de contraintes actuel.

- La direction NW-SE correspond aux vallées principales, qui empruntent pour partie le réseau de failles. Cette direction, secondaire en importance à l'échelle de la carte est la mieux exprimée à l'affleurement (figure II.2b et figure E2a). Les indications cinématiques montrent un jeu normal et/ou senestre pour cette famille de failles. La présence d'un réseau hydrographique très encaissé (incisions de 2000 à 3000 m, voir figure II.5) laisse à penser que les failles accompagnant ce réseau pourrait être antérieures aux autres.

- La direction NE-SW est la plus exprimée cartographiquement, en particulier immédiatement au Sud de la vallée du Rhône. On la retrouve parfois à l'affleurement (figure E2b). Cette direction se retrouve le long de 4 à 5 couloirs de failles distincts, séparés chacun d'environ 10 km. Son expression morphologique immédiatement au Sud de la vallée du Rhône est frappante : de nombreux replats et contres-pentes s'observent



deux contre-pentes séparées d'environ 2,5 km. L'observation *in situ* des crêtes montrent fréquemment de tels replats et variations de pentes. La représentation tridimensionnelle de l'image du satellite IRS-1C (figure II.13a, placage sur le MNT 25 m Swisstopo) permet d'avoir à la fois l'information topographique et texturale précise de l'image satellite ; la vue obtenue est comparable à une image aérienne et indique la présence d'une importante fracturation. L'observation révèle que ces structures sont jalonnées par des



**Figure II.13:** Interprétation tectonique de la géométrie 3D des contre-pentes.

a) Bloc 3D de l'image IRS drapée sur le MNT Swisstopo, vue vers l'Est. Les failles (en rouge) correspondent à la faille du Rhône, qui a été décrite normale et dextre [Burkhard, 1986; Sartori, 1993; Steck and Hunziker, 1994].

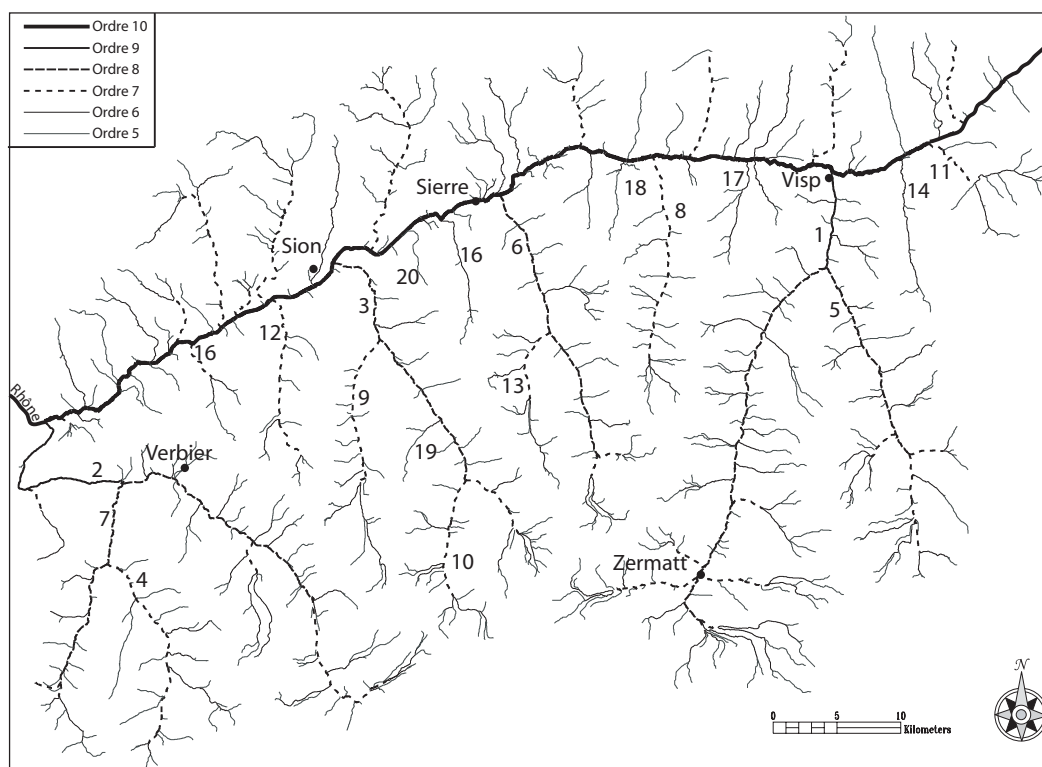
b) Gouge de faille associée à la fracturation Est-Ouest, indiquant des conditions de fracturation relativement froides. Les failles Est-Ouest mesurées sont normale et / ou dextres, avec un affaissement du compartiment sud.



brèches incohésives et des gouges de failles (figure II.13b); ces indicateurs d'une fracturation importante peuvent être épais (jusqu'à 10 m) et sont régulièrement espacés. Ces structures sont interprétées comme l'expression morphologique de la faille du Rhône, décrite comme normale et dextre [Burkhard, 1988; Sartori, 1993; Seward and Mancktelow, 1994]. La composante normale serait donc à l'origine des contre-pentes ; une activité récente à actuelle de la faille du Rhône peut ainsi être avancée.

### b) Profils de rivières

Le tracé des profils en long de rivières permet de mettre en évidence des ruptures de pentes qui peuvent être la signature de mouvements tectoniques récents, que ce soit le passage d'une faille, une variation du niveau de base ou un soulèvement général. Ces points d'inflexion signent une perturbation du cours d'eau qui a quitté son profil d'équilibre [e.g. Baillie and Norbu, 2004]. A l'équilibre, la géométrie

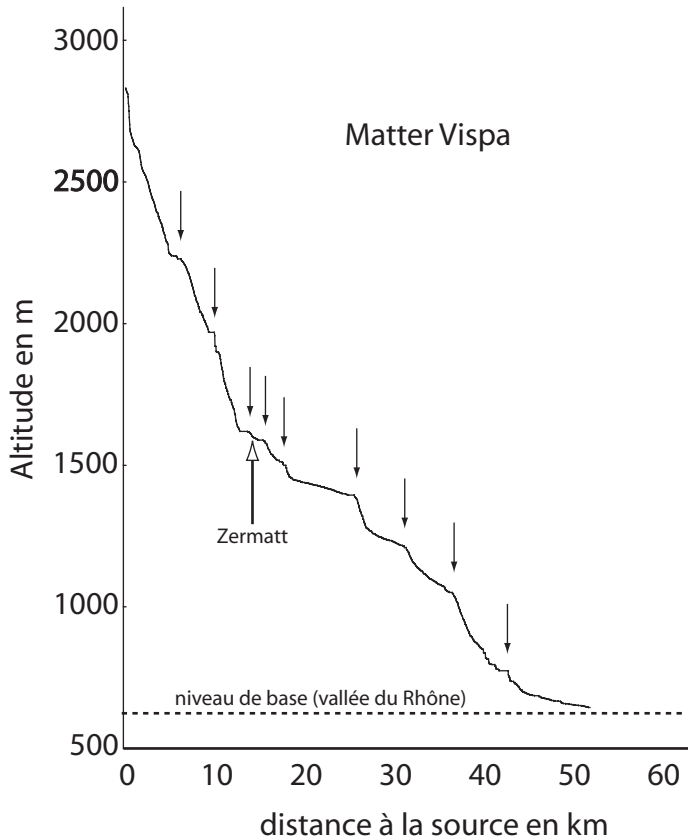


N°	Rivière	vallée	se jette dans	ordre	surf. drainée (km²)	long. (km)
1	Matter Vispa	Mattertal	le Rhône	9	789,05	52,78
2	Dranse de Bagnes	Val de Bagnes	le Rhône	9	675,17	51,86
3	Borgne	Val d'Herens	le Rhône	8	379,9	31,45
4	Dranse d'entremont	Val d'Entremont	la Dranse de Ferret	7	293,61	28,69
5	Saas Vispa	Saastal	la Matter Vispa	8	255,95	32,65
6	Navisance	Val d'Annivier	le Rhône	8	255,53	30,24
7	Dranse de Ferret	Val Ferret (CH)	la Dranse de Bagnes	8	117,62	20,71
8	Turtmanna	Turtmantal	le Rhône	7	108,37	20,39
9	Dixence	Val d'Heremence	la Borgne	7	105,19	22,45
10	Borgne d'Arrolla	Val d'Herens	la Borgne	7	87,82	10,83
11	Saltina	Gantert	le Rhône	7	79,54	12,5
12	Printse	Val de Nendaz	le Rhône	7	70,69	18,97
13	Gougra	Val de Moiry	la Navisance	7	57,08	14,13
14	Gamsa	Nanxthal	le Rhône	6	38,31	14,96
15	Fare	Vallée du Rhône	le Rhône	7	28,99	11,53
16	Reche	Vallon de Rechy	le Rhône	6	27,59	14,05
17	Ginals	Vallée du Rhône	le Rhône	6	24,85	9,74
18	Meretchi	Vallée du Rhône	le Rhône	6	15,65	8,32
19	Merdesson	Val d'Herens	la Borgne	6	15,65	8,32
20	Derotchia	Vallée du Rhône	le Rhône	5	11,84	6,96

**Figure II.14:** Réseau hydrographique du Sud Valais extrait à partir du MNT Swisstopo; les ordres supérieurs à 5 uniquement sont représentés. Le tableau résume les données importantes des 21 rivières dont le profil en long a été extrait et analysé.



de ce cours d'eau dépend de différentes conditions, en particulier la pluviométrie, la nature des roches, la taille et la forme du bassin versant. Ces conditions sont liées par des lois physiques, et le profil théorique à l'équilibre suit une loi de type exponentielle [Morris and Williams, 1997]. Le but de ce travail est la comparaison qualitative entre les profils théoriques et les profils réels pour déceler des anomalies de profils d'origine tectonique.



**Figure II.15:** Profil en long de la Matter Vispa (de Zermatt à Visp). On remarque un certain nombre d'anomalies dans le profil (flèches). L'origine de ces anomalies est discutée dans le texte.

la position dans le profil: les pentes en amont, près de la source sont toujours plus fortes que les pentes en aval, proche de la confluence. J'ai donc calculé la variation de pente (dérivée seconde du profil topographique), ce qui permet une représentation objective des points d'inflexions. La détection semi-automatique de variations de pente, supérieures à une valeur seuil déterminée, permet de localiser dans le profil une ou plusieurs anomalies, et de quantifier l'importance de la variation de pente. Plusieurs essais ont permis de déterminer un seuil pertinent (+5% de pente sur 300 m) qui permet une détection assez fine sans toutefois avoir trop de points. La figure II.16 présente la topographie (en haut), les pentes (au milieu) et les variations de pentes (en bas). Le profil d'altitude (en haut) est insuffisant pour localiser des anomalies faibles; les profils de pentes et de variations de pentes, au contraire mettent bien en relief ces petites variations du profil. Le pic important situé vers le trentième kilomètre du profil est lié à un artefact du MNT: la rivière passe dans des gorges encaissées, qui sont intégrées dans le MNT comme une zone plate («pseudolac»).

Les anomalies supérieures au seuil déterminé (5% sur 300 m) sont positionnées sur une carte (figure II.17); les points sont référencés dans Rivertool et la taille des cercles correspond à l'importance de l'anomalie. En première approximation, les anomalies dans les profils de rivières ayant de petits bassins versants sont plus nombreuses et plus importantes; cela est lié à la plus faible capacité érosive de

Les profils en long de 20 rivières ou torrents du Sud Valais ont été extraits du MNT Swisstopo grâce au logiciel Rivertool (voir l'annexe 1 pour une représentation de tous les profils). Ces cours d'eau coulent globalement vers le Nord, pour se jeter directement ou indirectement dans le Rhône, qui est leur niveau de base (figure II.14). Ces cours d'eau sont d'ordre 5 (Derotchia) à 9 (Matter Vispa et Dranse de Bagnes). Les rivières ont des longueurs de 7 km (Derotchia) à 58 km (Matter Vispa), et drainent des surfaces de 12 km<sup>2</sup> (Derotchia) à 789 km<sup>2</sup> (Matter Vispa).

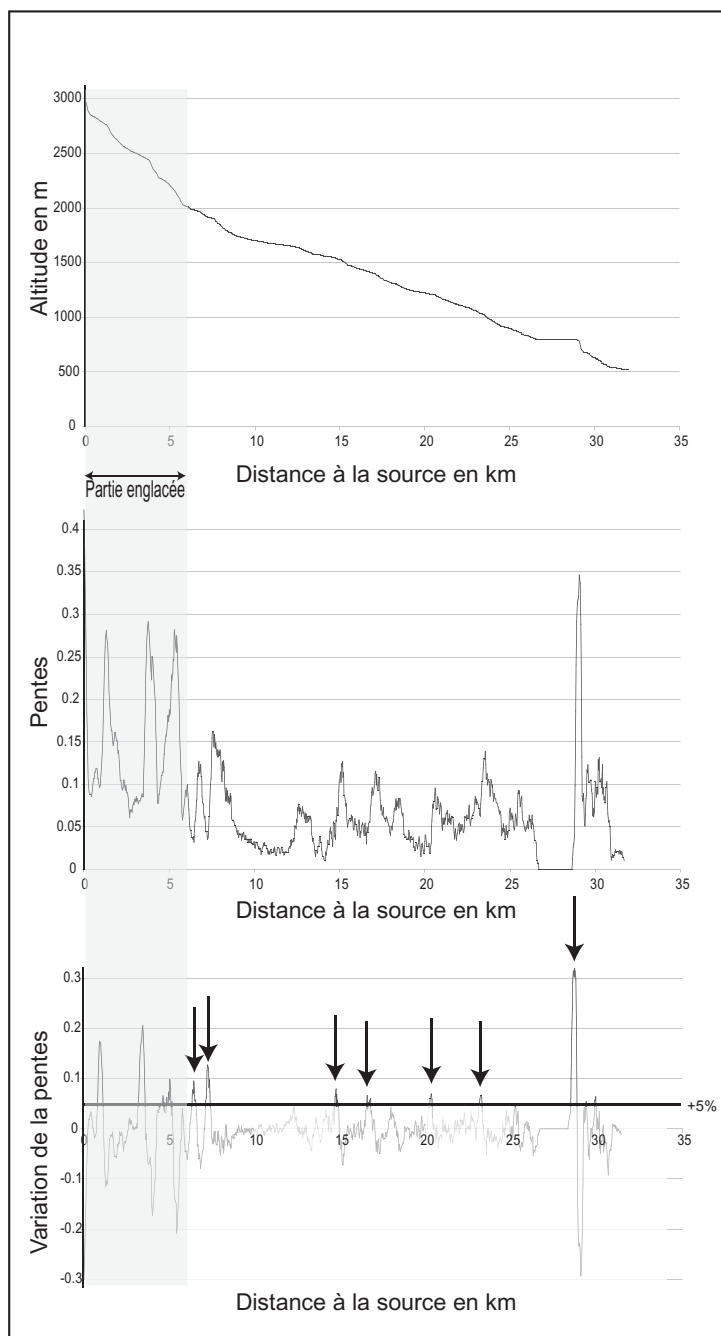
Les profils obtenus montrent tous un certain nombre de points d'inflexions qui perturbent le profil théorique. Par exemple, le profil de la Matter Vispa (qui coule de Zermatt à Visp) (figure II.15) présente 9 anomalies détectables. Cette représentation de la topographie souffre du caractère qualitatif et subjectif de la détection des anomalies, qui dépend entre autre du facteur d'exagération verticale et de la taille du profil. J'ai donc cherché à préciser l'importance des anomalies en calculant la pente locale (dérivée du profil topographique) sur différentes distances. Cette représentation permet de visualiser et de quantifier les variations de pente; les pics sont reliés aux pentes les plus fortes, en aval des points d'inflexion. L'importance de ces pics dépend de

la rivière, qui lui donne une plus grande sensibilité aux influences extérieures. Au contraire, les rivières les plus puissantes présentent moins d'anomalies, et de plus faibles amplitudes.

Pour attribuer à certaines anomalies une origine tectonique, les autres sources de perturbations doivent être discutées. Les plus importantes variations de pentes proviennent de la présence de barrages hydroélectriques ; les rivières concernées sont la Saser Vispa (Barrage de Stausee-Mattmark), la Dixence (Barrage de la Grande Dixence), la Dranse de Bagnes (Barrage de Mauvoisin), la Gougra (barrage de Moiry), la Dranse d'Entremont (barrage des Toulles) et la Printse (Barrage de Cleuson). Bien entendu, ces

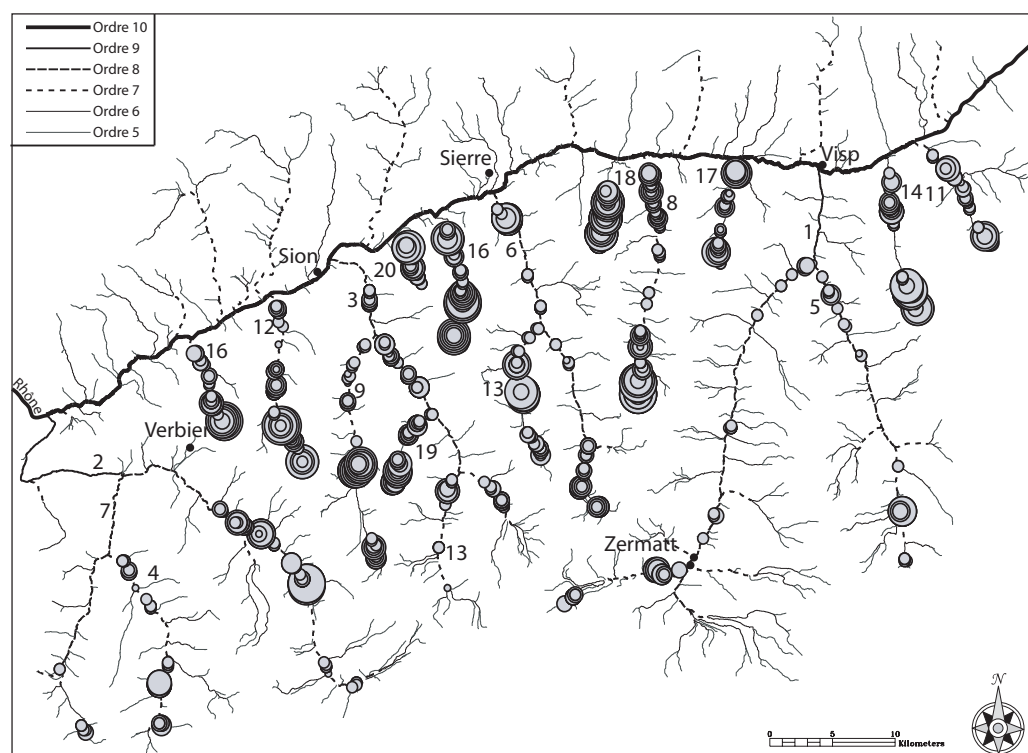
artefacts n'ont pas été considérées. D'autres variations de pente importantes proviennent des parties englacées ou pro-glaciaire du bassin versant (en amont de la source ou légèrement en aval) ; le profil topographique est perturbé par les glaciers et ne doit pas être pris en compte. Par exemple, les 5 premiers km du profil de la Navisance (partie grisée sur la figure II.16), présentent 3 pics importants, liés à la topographie du glacier. Ces anomalies ont également été supprimées, car elles ne sont pas en relation avec la dynamique de la rivière.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre I.2 («méthode»), l'analyse morphotectonique est indissociable de l'approche morphoclimatique et morphostructurale. J'ai donc cherché à simplifier et réduire les aspects climatiques et structuraux pour me concentrer sur l'aspect tectonique. Le rôle du climat est assez facilement isolable qualitativement: bien que présentant un très fort contraste d'altitude (un des plus forts des Alpes, avec des reliefs locaux de plus de 3000 m), le Sud Valais est une région climatique relativement petite, et dans l'ensemble exposée au Nord. De plus, les rivières coulent toutes vers le Rhône, et l'orientation et l'altitude moyenne de leur bassin versant est assez homogène. De ce fait, l'aspect climatique n'a pas été considéré dans cette étude. L'aspect structural quant à lui a été pris en compte grâce à une carte lithologique (figure II.18), réalisée d'après les subdivisions lithologique de Kuhni et Pfiffner [2001]. Cette carte lithologique, qui comporte 5 catégories de lithologies (de très érodable à très peu érodable) a été construite à partir des cartes géologiques du Valais [Steck et al., 2000; Steck et al., 2001]. Les anomalies localisées sur un contact lithologique ont été ignorées.

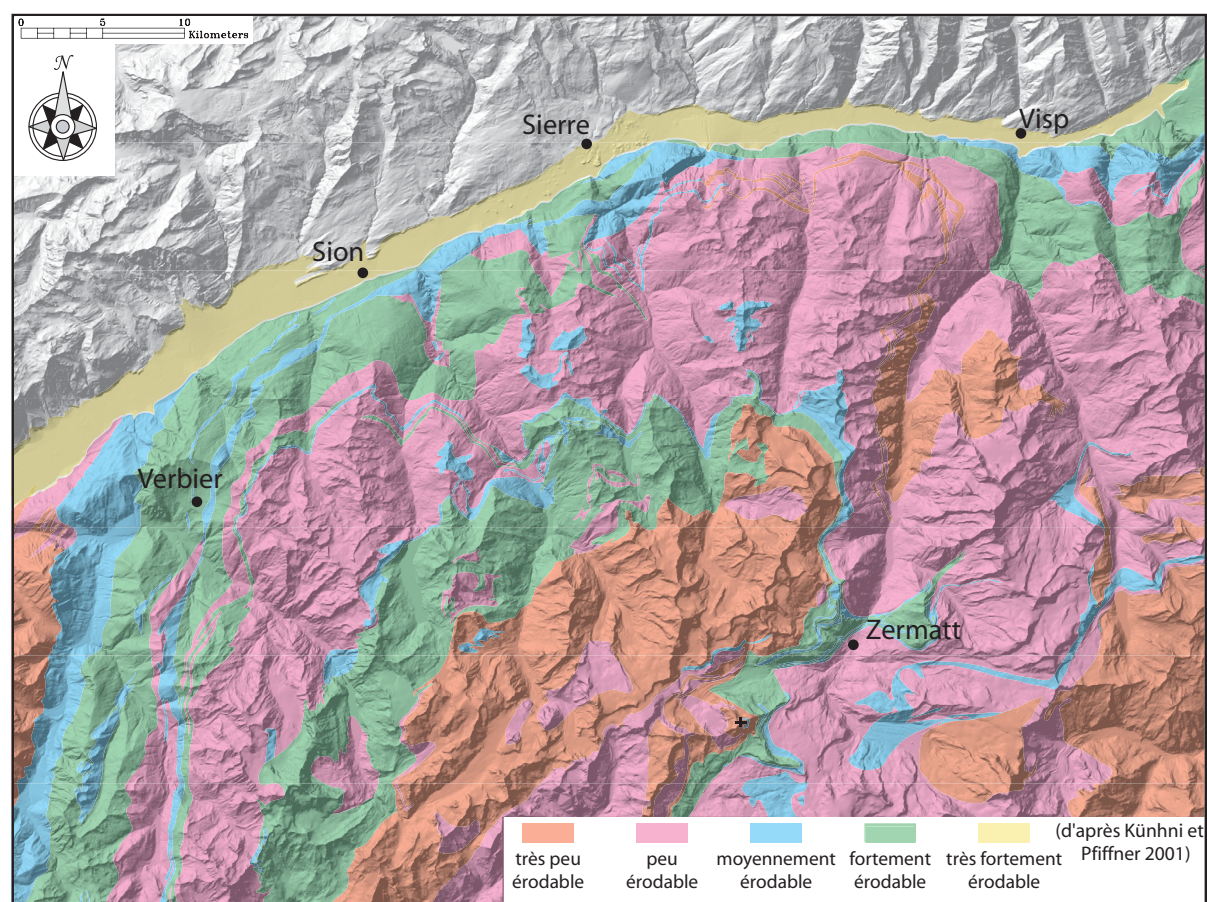


**Figure II.16:** Profils en long de la Navisance (Val d'Anniviers). L'altitude (en haut), la pente (au milieu) et la variation de pente sur 300 m (en bas) sont représentés en fonction de la distance à la source. La partie grisée, à gauche des trois profils correspond à la partie englacée du bassin versant. Sur le profil du bas, le seuil +5% permet de localiser 7 anomalies (flèches noires).

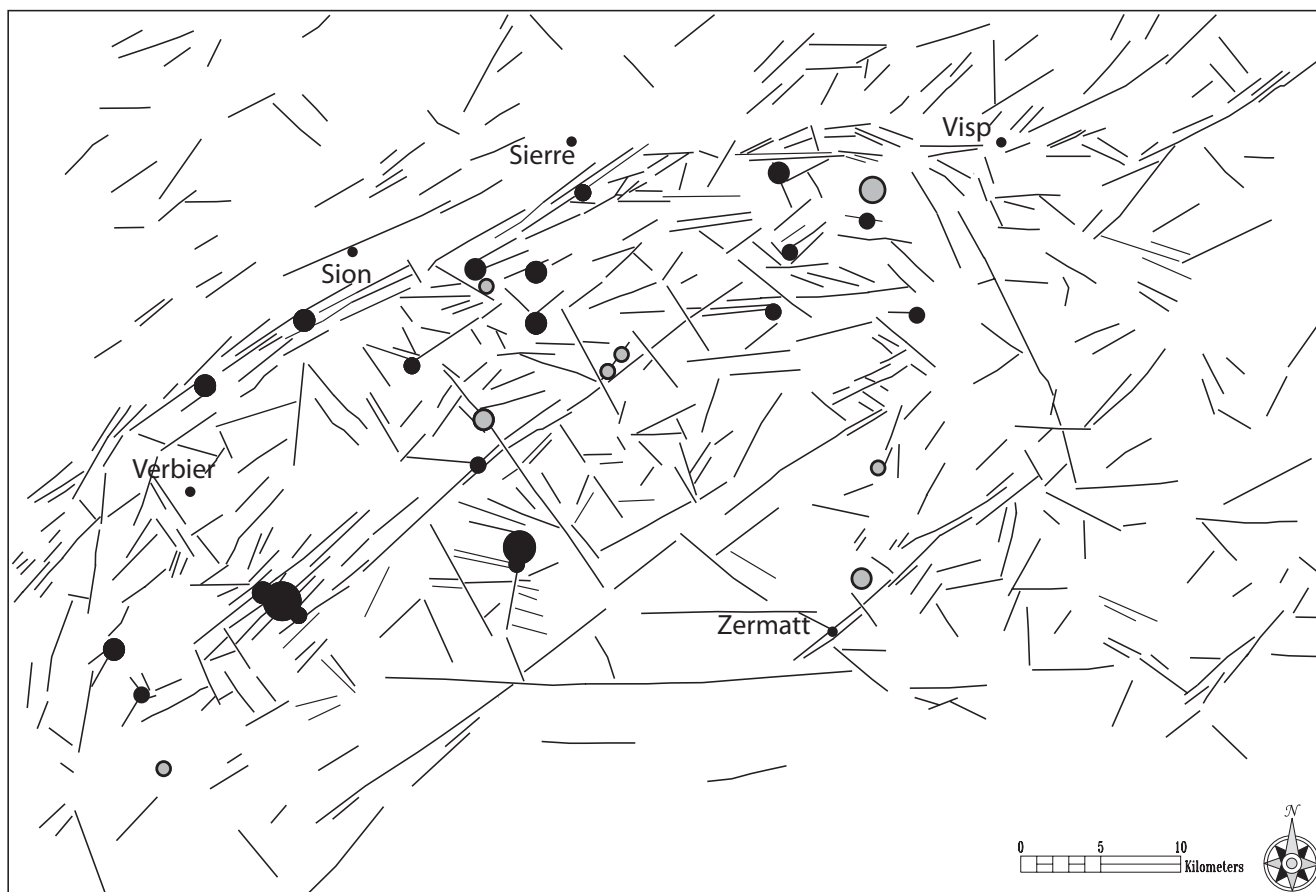




**Figure II.17:** Carte des anomalies détectées de manière semi-automatique dans les profils des 20 rivières analysées. La taille des cercles correspond à l'intensité de l'anomalie (pourcentage de variation de pente).



**Figure II.18:** Carte lithologique construite à l'aide de la carte géologique au 1/100000 du Valais [Steck *et al.*, 2000; Steck *et al.*, 2001] et de la classification de l'érodabilité des roches de Kuhn et Pfiffner [2001]. Les roches sont classées en 5 catégories : très fortement érodables (sédiments quaternaires), fortement érodables (flyschs, schistes), moyennement érodables (roches calcaires massives), peu érodables (paragneiss, micaschistes) et très peu érodables (granites, orthogneiss et amphibolites).



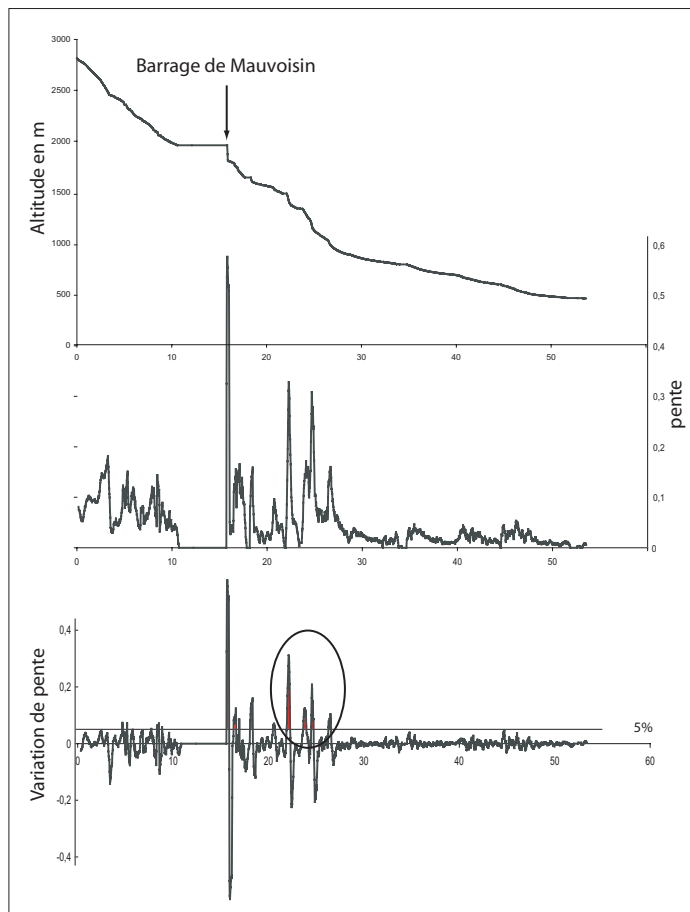
**Figure II.19:** Carte des anomalies de rivières «nettoyées» (voir le texte pour la discussion). Les cercles noirs correspondent aux anomalies qui sont corrélées à la présence d'une faille, les cercles gris correspondent aux anomalies indépendantes de la fracturation. La carte de fracturation est identique à celle présentée figure E3.

D'autres anomalies se trouvent à la confluence entre deux rivières d'ordre comparable; la variation de débit modifie la capacité d'érosion ou de dépôt, et peut donc perturber le profil. La présence de paléolacs, ou d'éboulis latéraux, en créant un niveau de base intermédiaire, a créé un point d'inflexion dans le profil. Ces anomalies ont été supprimées une à une, en consultant le MNT et les cartes topographiques au 1/25000<sup>ème</sup> (feuilles 1305, 1325, 1345, 1365, 1306, 1326, 1346, 1287, 1307, 1327, 1347, 1288, 1308, 1328, 1348, 1289, 1309 et 1329 © Swisstopo).

La plus grande difficulté provient du signal glaciaire, omniprésent dans le Valais. Les glaciers importants durant les glaciations quaternaires ont certainement profondément perturbé le réseau hydrographique. La dynamique glaciaire a en effet créé des niveaux de base intermédiaires et temporaires qui sont autant de points d'inflexion dans les profils actuels. Ces perturbations sont liées à des lacs proglaciaires, des torrents sous-glaciaires ou des confluences de glaciers ayant des niveaux de base différents, et peuvent avoir affecté l'ensemble de notre zone d'étude, fortement englacée au cours du Quaternaire [e.g. Ivy-Ochs et al., 2004]. L'érosion régressive provoque la remontée vers l'amont des points de ruptures, et il est très difficile de s'affranchir de ce signal. J'ai toutefois cherché à le détecter pour le supprimer autant que possible de l'analyse.

A la suite de ces différents tris, un certain nombre d'anomalies dans les profils de rivières demeurent (figure II.19); celles corrélées avec des failles ont été notées en noir, alors que celles non corrélées avec des failles ont été laissées en gris. Ces anomalies sont relativement peu nombreuses, et moins bien reliées à la fracturation que les signaux tectoniques mis en évidence par Sue [1998] dans les rivières briançonnaises. Pourtant, un alignement important d'anomalies apparaît immédiatement au Sud du Rhône, comme on peut le voir dans la plupart des profils, en particulier ceux des rivières les plus petites. La position de





**Figure II.20:** Profils de la Dranse de Bagnes. L'altitude (en haut), la pente (au milieu) et la variation de la pente sur 300m (en bas) sont représentées en fonction de la distance à la source. Une série d'anomalies importantes (ellipse sur le profil du bas) apparaît dans le cours de cette rivière. Ces anomalies sont interprétées comme une conséquence de la fracturation régionale récente.

bruité, en particulier par le signal glaciaire et périglaciaire, et les conclusions que l'on peut en tirer doivent rester prudentes. L'activité tectonique normale/dextre des failles orientées NW-SE semble toutefois détectable. Cette activité est compatible avec la sismicité enregistrée dans le Sud Valais [Maurer, 1993; Maurer et al., 1997], qui présente des directions d'extension Nord-Sud. Néanmoins, la corrélation entre la microsismicité locale [Maurer et al., 1997] et les anomalies des profils de rivières s'est révélée être médiocre, malgré les faibles profondeurs des séismes enregistrés (moins de 15 km).

ces anomalies correspondent parfaitement avec la signature morphologique de la faille du Rhône, décrite dans le paragraphe précédent (figure II.11, II.12, et II.13). Il faut néanmoins rester attentif à l'impact morphologique du remplissage de la vallée par le glacier du Rhône au cours du Quaternaire. En particulier, la présence d'un niveau de base perché pendant les glaciations a pu créer des points d'inflexion. Néanmoins, les profils NNW-SSE sur les crêtes (figure II.12) montrent qu'un signal tectonique est également enregistré dans tout le versant ; cela suggère que le signal tectonique a également pu perturber les profils de rivières au niveau de la faille. Un autre alignement, situé une dizaine de km plus au sud, correspond avec un des 5 faisceaux de failles NE-SW décrit dans le chapitre précédent. On retrouve des anomalies dans 3 rivières (Dranse d'Entremont, Dranse de Bagnes et Turtmanna). La série d'anomalies présente dans la Dranse de Bagnes est importante (figure II.20) au niveau de la zone fortement fracturée, décrite sur la figure II.7.

L'importance de ces anomalies ainsi que la cohérence avec d'autres indices (profils des lignes de crêtes, importants linéaments, cohérence régionale) indique que le signal tectonique est enregistré dans les profils de rivières. Néanmoins, cet enregistrement est





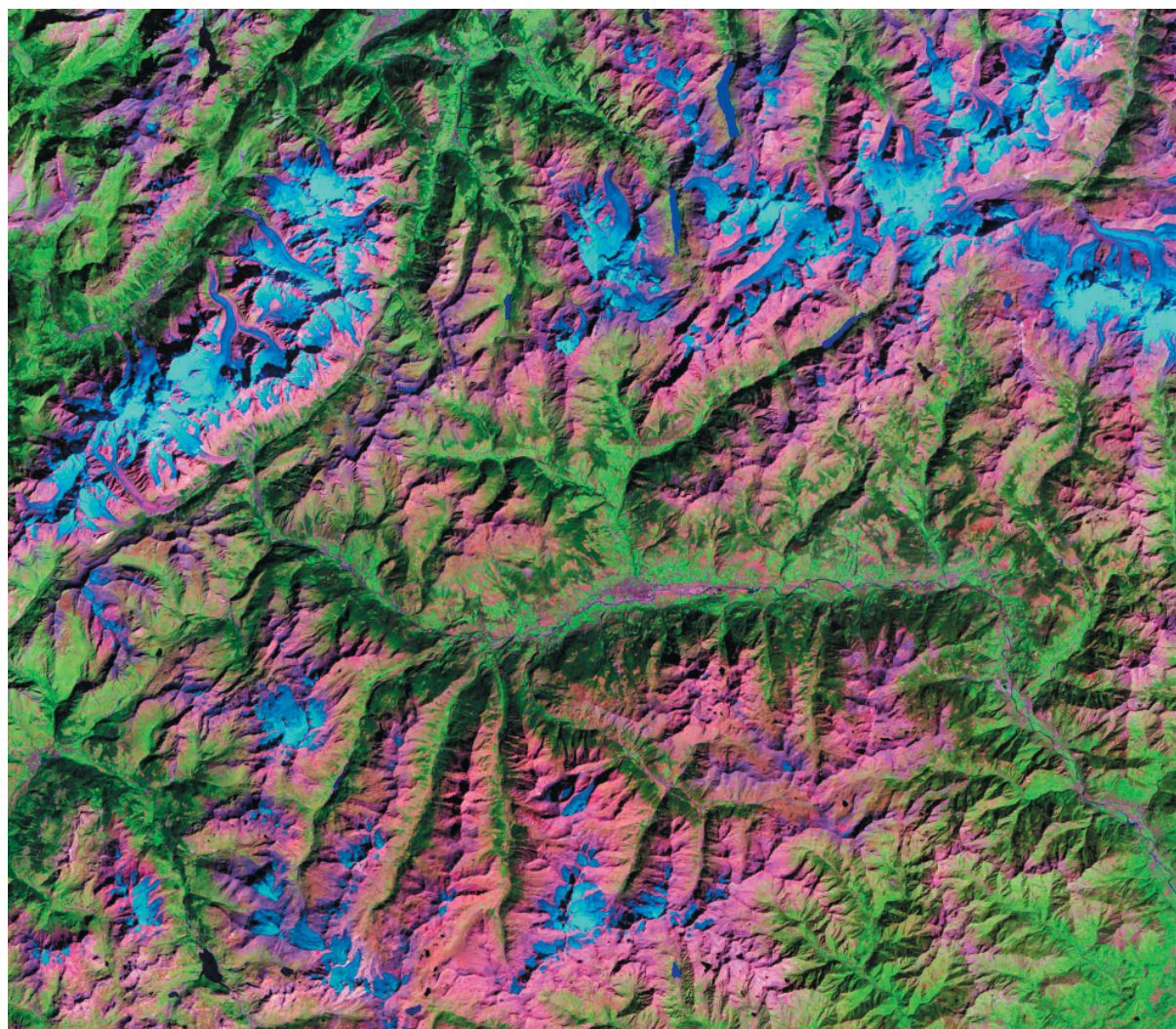
## II) Val d'Aoste et Haute-Tarentaise

*Ce chapitre présente l'analyse de données recueillies lors de l'été 2002 et publiées dans Terra Nova. 61 tenseurs de paléocontraintes inédits localisés dans le Val d'Entremont, le Grand Saint Bernard, le Val d'Aoste, le Grand Paradis, le Petit Saint Bernard et la Haute Tarentaise (figure II.21) sont décrits et interprétés. Cet article reprend et intègre également les résultats déjà publiés dans les Eclogae geologicae Helvetiae (voir chapitre II.1) dans une analyse à plus grande échelle ; il est suivi de données complémentaire, figures et photos inédites.*

*Les résultats principaux sont cohérents avec ceux présentés dans le chapitre II.1.*

*Les tenseurs sont majoritairement extensifs, avec une direction d'axe  $\sigma_3$  relativement constante, et parallèle aux structures alpines. Une grande partie de l'arc alpin interne semble donc avoir enregistré un régime tectonique extensif à transtensif.*

*Les origines géodynamiques de cette direction d'extension sont également discutées ; un mécanisme d'extrusion vers une bordure libre située au Sud des Alpes, pendant l'ouverture de la mer Ligure, est proposé. Ce mécanisme est indissociable d'un régime convergent à grande échelle, qui semble très différent du régime actuel.*



**Figure II.21:** Image satellite Landsat 5 du Val d'Aoste. Source <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>

a) Article publié à *Terra Nova*

doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00555.x

# Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse

Jean-Daniel Champagnac, Christian Sue, Bastien Delacou and Martin Burkhard

Neuchâtel University, Switzerland

## ABSTRACT

Internal parts of the Alps have undergone widespread extensional deformation in the course of their Neogene exhumation history. Palaeostress inversion methods are used to map the prevailing stress fields and their evolution through time. Here we present new data from 100 sites with a total of about 2000 faults/striae couples, covering a large portion of the inner north-western Alps. Palaeostress tensors are mostly extensional, although one-third of them are transcurrent. The dominant direction of minimum horizontal stress axes ( $\sigma_3$ ) is in an orogen-

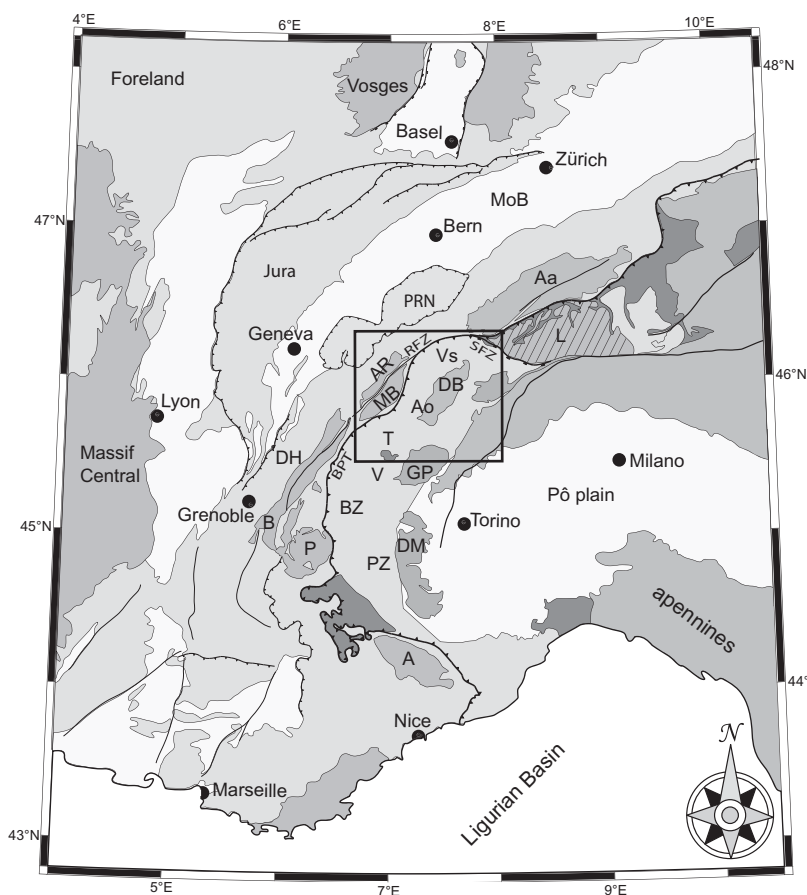
parallel (N30° to N70°) orientation around the bend of the north-west alpine arc. A comparison between this older (Neogene, post-metamorphic) stress field with the current stress and strain field determined from seismotectonics and geodesy indicates a change in deformation mode from early orogen-parallel extrusion to a late and ongoing orogen-perpendicular spreading.

Terra Nova, 16, 232–242, 2004

## Introduction

The alpine orogen is the result of the Apulian/European convergence from the upper Cretaceous to Miocene (e.g. Steck, 1984; Escher *et al.*, 1997; Pfiffner *et al.*, 2000). On the continental scale, Africa currently converges with Europe at a rate from 3 to 8 mm yr<sup>-1</sup> at the longitude of the western Alps (Demets *et al.*, 1994; Albarello *et al.*, 1995; Nocquet and Calais, 2003, 2004). On the alpine scale, however, geodetic measurements in the last decade have failed to demonstrate any convergence or other significant relative movement between northern Italy and 'stable Europe' (Calais *et al.*, 2002; Oldow *et al.*, 2002; Vigny *et al.*, 2002). It now appears that Africa–Europe convergence is mostly consumed in a complex mobile zone which involves the Apennines, Dinarides and Magrebides.

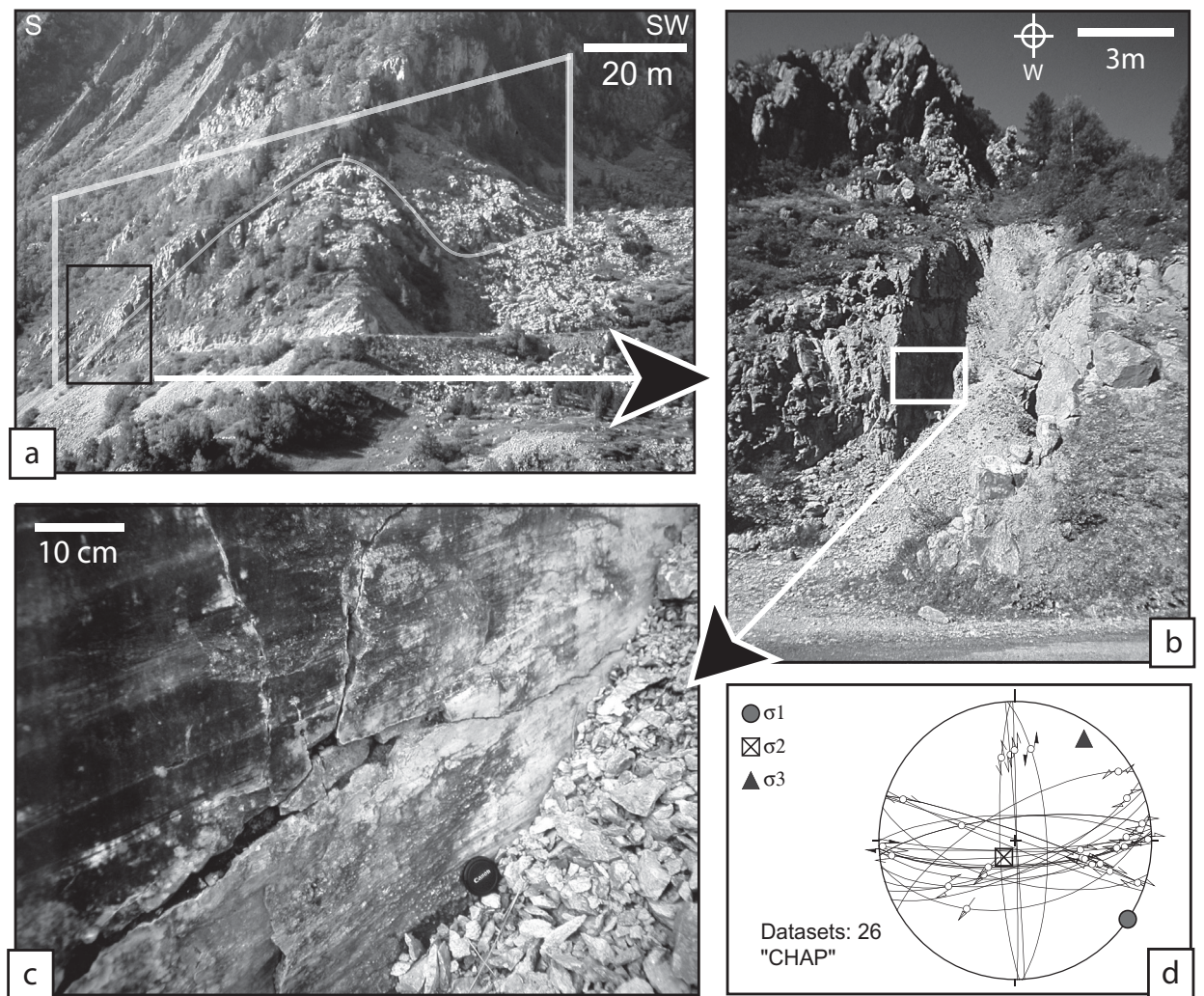
Seismotectonic studies from the western Alps have revealed a predominance of transcurrent to extensional focal plane mechanisms; compressive focal plane mechanisms are rare and exclusively localized near the periphery of the alpine chain (Eva and Solarino, 1998; Sue *et al.*, 1999; Delacou *et al.*, in press a).



**Fig. 1** Location of the studied area in the western Alps. A: Argentera; Aa: Aar; Ao: Aosta Valley; AR: Aiguilles Rouges; B: Belledonne; BPT: Basal Penninic Thrust; BZ: Briançonnais zone; DB: Dent Blanche nappe; DH: Dauphiné/Helvetic zone; DM: Dora Maira; GP: Gran Paradiso; L: Lepontine dome; MoB: Molasse Basin; MB: Mont Blanc; PZ: Piémontais zone; P: Pelvoux; PRN: Prealpine Nappes; RFZ: Rhône Fault Zone; SFZ: Simplon Fault Zone; V: Vanoise; Vs: Valais.

Correspondence: Jean-Daniel Champagnac, Institut de Géologie, Rue Emile Argand 11, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland. Tel.: +41 32 718 26 57; fax: +41 32 718 26 01; e-mail: jean-daniel.champagnac@unine.ch





**Fig. 2** (a) Morphological expression of a kilometric length fault (the ‘Chapieux–Roseland’ Fault viewed from the north). The movement along the nearly vertical fault plane is transcurrent. (b) Outcrop-scale view of the same fault. The fault plane is vertical, and associated with a thick fault gouge (about 4 m). This tectonic clay is the expression of a large amount of displacement, under conditions of low temperature and low fluid pressure, probably close to the surface. (c) Small-scale observation of the same fault shows a very slick fault plane, with horizontal and curved mechanical scratches. The fault plane cross-cuts an older cataclasite, with millimetric to centimetric broken then consolidated elements. There is no mineralization on the plane. (d) Measurements of several fault planes in this sector allow us to calculate the local palaeostress tensor. The major fault belongs to an east–west fault family, conjugated with a north–south more discrete fault family. The calculated tensor indicates a transcurrent stress field, with a N35° orientated  $\sigma_3$  and N125° orientated  $\sigma_1$ .

Alpine extensional tectonics has been shown to have begun at an early stage, during the Late Oligocene – Early Miocene, at a time when thrusting was still active in external fold-and-thrust belts (e.g. Hubbard and Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994; Tricart *et al.*, 2001). Latest extensional structures under brittle conditions have been locally studied in the western Alps (Sue and Tricart, 1999, 2002, 2003; Bistacchi and Massironi, 2000; Agard *et al.*, 2003; Champagnac *et al.*, 2003; Grosjean *et al.*, in press). This brittle

deformation post-dates folds, schistosity and nappe-related structures. We focus here on the brittle deformation of the inner north-western Alps, between the Lepontine dome to the north-east, the Mont Blanc massif to the west and the Vanoise massif to the south (Fig. 1).

Our analysis is based on the determination of palaeostresses from a large faults/striae database. The palaeostress field constrains the post-nappe deformation of the studied area, which allows us to understand better the Neogene kinematics of the belt.

### Geological and tectonic setting

The studied area is located in the southern Valais, the Aosta and the Tarentaise valleys (Fig. 1). This area belongs to the internal zones of the western Alps and is made up of upper penninic nappes (Briançonnais zone) overridden by the Piémontais suture zone and the Dent–Blanche nappe. The metamorphic history of the penninic units is complex and ranges from high to ultrahigh pressure for the Piémontais suture to moderate pressure (middle to upper greenschist facies) for most of

**Table 1** Parameters and name of the 117 palaeostress tensors with the location (longitude and latitude in decimal degrees and altitude in metres), the  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  orientation (azimuth and plunge) and ellipsoid form parameter  $\Phi$ . Also given are the number of faults used for the computation ( $N$ ), the average misfit angle ( $\alpha$  in degrees) and the quality criterion for the tensor (Conf.)

No.	Site	Lon.	Lat.	Alt.	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	$N$	$\alpha$	Conf.
1	anniv (1)	7.5641	46.2645	1000	271/71	082/17	174/09	0.52	12	6	1
2	anniv (2)	7.5641	46.2645	1000	283/37	068/47	178/18	0.49	10	5.7	3
3	artsin	7.4279	46.1166	2960	008/61	207/27	113/08	0.47	18	11.5	1
4	cargn	7.5589	46.2326	1400	285/73	118/17	027/04	0.08	18	6.5	2
5	chevre	7.4318	46.0181	2870	214/69	038/21	307/01	0.2	11	5.5	2
6	cleus1	7.3219	46.1148	2100	315/69	172/17	079/12	0.06	12	2.9	2
7	cleus2	7.327	46.1094	2200	355/53	148/33	247/13	0.32	11	3.2	1
8	couta	7.4913	46.0824	1910	026/87	154/02	244/02	0.22	22	9.4	1
9	danger	7.3227	46.0212	1700	320/48	101/35	206/20	0.95	16	6.7	1
10	dix	7.4073	46.0887	2000	182/09	069/67	271/21	0.97	33	7.3	2
11	emdd (1)	7.8388	46.223	1380	210/71	309/03	040/19	0.06	22	4.8	2
12	emdd (2)	7.8388	46.223	1380	250/12	088/78	341/03	0.24	13	7.8	3
13	emmd2	7.8609	46.2319	1080	202/81	303/02	033/08	0.07	16	7.6	1
14	ergi1	7.7082	46.2959	1080	250/74	134/07	042/14	0.4	11	5.3	2
15	ergi2	7.7062	46.2898	828	226/64	002/19	098/17	0.93	9	9.8	3
16	evole	7.5043	46.1085	1500	002/53	131/25	233/25	0.26	28	4.3	1
17	findel	7.7856	46.0126	2200	179/36	326/49	076/17	0.77	21	9.7	2
18	forcl	7.4563	46.0302	2800	020/64	164/21	260/14	0.45	15	7.7	1
19	furi (1)	7.7326	45.9992	1860	178/63	026/25	291/11	0.08	21	6.3	1
20	furi (2)	7.7326	45.9992	1860	005/01	107/83	275/07	0.91	9	5	2
21	gallen	7.7891	46.0486	2300	053/59	309/08	215/30	0.79	9	4.3	2
22	gorner	7.7867	45.9847	3195	130/75	227/02	315/15	0.04	16	10	2
23	grime	7.5604	46.1609	1921	129/82	340/07	249/04	0.32	29	8.6	1
24	ires	7.2418	46.0733	1400	261/49	048/36	151/17	0.24	9	7.6	3
25	leuker	7.6603	46.3134	900	129/58	344/27	146/16	0.23	18	7	2
26	moiry (1)	7.5769	46.1122	2324	002/32	124/40	248/34	0.45	28	10.3	1
27	moiry (2)	7.5769	46.1122	2324	277/03	151/84	008/04	0.63	24	16.5	3
28	monv1	7.3596	45.9852	2100	048/69	204/19	296/08	0.11	13	6.3	3
29	monv2	7.3415	46.005	1820	334/13	196/72	064/11	0.49	25	9.6	1
30	nax	7.4597	46.2412	1020	318/82	151/08	061/02	0.22	9	6.1	3
31	nikla	7.7879	46.1638	1500	152/05	034/79	243/10	0.49	22	12.5	2
32	randa1	7.7751	46.0878	1600	105/59	241/24	340/19	0.78	13	13.6	3
33	randa2	7.7615	46.0847	2090	107/73	287/17	017/00	0.13	27	7.5	1
34	rech1 (1)	7.4992	46.2461	1010	022/23	326/62	118/14	0.78	9	2	2
35	rech1 (2)	7.4992	46.2461	1010	209/68	058/19	325/10	0.13	13	5	2
36	rech2	7.4953	46.2416	1200	173/76	276/03	007/14	0.03	19	8.9	1
37	rotba	7.8215	46.0656	2550	350/46	138/39	242/16	0.04	14	2.4	2
38	roten	7.7674	45.9866	2820	258/08	019/75	167/12	0.75	12	5.5	2
39	sarray	7.2593	46.0606	1129	353/51	148/37	247/12	0.87	16	4.8	1
40	schler	7.2715	46.0697	2000	239/65	137/05	045/24	0.16	8	3.8	3
41	solay1	7.5481	46.0653	1800	329/22	195/60	067/19	0.06	8	6.2	3
42	solay2	7.5385	46.0743	1700	150/71	349/18	257/06	0.17	16	8.6	2
43	solay3	7.534	46.0761	1700	000/50	212/36	110/16	0.98	11	3.5	3
44	stlu1	7.5939	46.2312	1720	178/67	331/21	065/10	0.23	13	3.3	1
45	stlu2	7.6029	46.2182	1580	151/37	353/51	249/11	0.6	15	6.3	2
46	tdela	7.3743	46.1571	2160	238/61	091/25	354/14	0.08	16	3.9	3
47	thyon	7.3709	46.1787	2160	262/70	142/10	049/17	0.29	14	6.3	2
48	trift	7.4505	46.0245	1800	123/81	288/09	018/02	0.33	35	8.7	1
49	turgl	7.7096	46.1496	2728	049/89	175/01	265/01	0.83	15	10.4	2
50	turtm	7.6913	46.1714	2150	022/57	147/21	247/25	0.24	27	7.5	1
51	verc1	7.4558	46.2582	1151	147/73	287/13	020/11	0.01	19	11.4	2
52	verc2	7.5433	46.2479	1350	122/73	325/16	233/06	0.3	18	10.6	2
53	veyso	7.3321	46.194	1000	118/65	323/23	229/09	0.14	9	3.8	2
54	vingt	7.3956	46.0752	2380	271/81	173/01	083/09	0.57	16	3.8	1
55	visso	7.5809	46.2344	1100	205/08	091/71	298/17	0.85	17	5.6	3
56	zeneg	7.871	46.2795	1350	300/19	082/67	206/13	0.59	20	6.2	3
57	AVISE	7.1526	45.7059	775	005/63	128/16	224/22	0.05	17	7.3	1
58	BAUCHE	6.7464	45.5394	1702	009/75	177/15	268/03	0.62	18	5.9	1
59	BISELX	7.2227	46.0058	2520	218/58	107/13	107/13	0.99	16	2.8	2
60	BUTHIER	7.2713	45.7845	1277	273/49	111/40	013/09	0.32	16	5.1	1



Table 1 Continued

No.	Site	Lon.	Lat.	Alt.	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	<i>N</i>	$\alpha$	Conf.
61	CARLO	7.003	45.7136	2000	050/65	150/05	242/24	0.9	20	8.1	1
62	CHAP	6.7318	45.6937	1600	343/08	249/30	087/59	0.36	16	10.1	2
63	CHAT1	6.858	45.6178	1470	183/72	079/05	348/17	0.26	15	7.8	3
64	CHAT2	6.8628	45.4148	1378	218/61	119/05	027/28	0.01	18	1.8	1
65	ECHEV	7.2638	45.8026	1200	031/61	205/29	296/02	0.52	28	4	1
66	FRETE (1)	6.8085	45.5709	2384	268/55	051/29	151/17	0.07	17	4	1
67	FRETE (2)	6.8085	45.5709	2384	291/08	147/80	022/06	0.57	8	10.2	3
68	GSB1	7.1877	45.8865	2120	101/11	215/65	007/22	0.91	21	7.7	3
69	GSB2	7.1896	45.8995	1980	313/24	159/64	047/10	0.58	19	16.9	2
70	GSBIT	7.1512	45.8598	2120	347/25	108/48	241/32	0.37	15	4.6	2
71	GURRAZ	6.9033	45.6249	1400	359/75	142/12	234/09	0.23	24	6.1	1
72	ISERAN	7.021	45.4317	2620	084/84	352/00	262/06	0.20	34	9.4	1
73	LACPLAG	6.845	45.488	2224	319/65	141/25	051/01	0.07	14	3.7	2
74	MALAT	7.1313	45.8409	2060	271/32	129/52	013/19	0.18	15	4.7	2
75	MALAT2	7.1113	45.8408	2200	275/21	117/67	008/08	0.25	14	4.3	2
76	MARTI	7.0814	46.0918	860	325/22	231/10	118/65	0.58	11	9.7	3
77	MICOEUR	7.2449	46.1183	2240	136/73	302/16	033/04	0.55	10	6.8	3
78	MONAL (1)	6.9009	45.5687	1800	048/85	165/02	255/04	0.25	20	11.8	1
79	MONAL (2)	6.9009	45.5687	1800	119/36	298/54	029/00	0.54	11	6.2	2
80	NIORD	7.2035	45.9589	1560	261/02	168/59	352/31	0.57	16	9.2	2
81	PEIPOU	6.818	45.5253	2000	142/76	142/76	241/02	0.25	22	13	1
82	PLAN	6.9258	45.6244	1940	284/16	039/55	185/30	0.60	14	9	2
83	RECU	6.9618	45.4669	1810	171/69	031/17	297/13	0.16	19	10.1	1
84	RIDD	7.2233	46.1551	1030	119/68	264/19	358/12	0.81	22	8.8	2
85	SAPIN	7.1486	46.1063	1600	352/73	151/16	243/06	0.77	15	7.8	2
86	SEIGNE	6.8091	45.7528	2500	308/48	082/32	188/24	0.78	17	7.1	2
87	STFOY (1)	6.9313	45.5787	2680	091/56	359/02	267/34	0.70	16	4	1
88	STFOY (2)	6.9313	45.5787	2680	157/11	048/61	253/27	0.49	14	7.1	2
89	THUIL	6.8991	45.7203	1920	088/71	265/19	355/01	0.53	10	4	3
90	TIGNES1	6.9199	45.5054	1620	032/73	129/02	220/17	0.13	17	5.1	1
91	TIGNES2	6.9254	45.4539	1850	195/25	060/56	295/21	0.42	13	7.3	2
92	TIGNES3	6.9442	45.4977	1800	065/75	280/12	188/08	0.81	11	4.3	2
93	TOULJE	7.1882	45.922	2000	300/47	145/40	044/13	0.87	24	6.5	2
94	VALDER1	7.1055	45.54	1880	316/51	209/13	110/36	0.07	12	3.6	2
95	VALDER2	7.1119	45.546	1800	272/78	115/11	024/05	0.33	13	6.6	1
96	VALDER3	7.122	45.5882	1800	083/50	248/39	344/07	0.92	11	6.5	3
97	VALDER4 (1)	7.0259	45.6242	1540	079/79	303/08	212/08	0.05	10	14.7	2
98	VALDER4 (2)	7.0259	45.6242	1540	247/03	343/63	155/26	0.65	12	2.9	2
99	VALGR1	7.1562	45.6978	800	036/73	271/10	178/14	0.09	12	4.1	2
100	VALGR25	7.0482	45.6041	1800	016/56	183/33	277/06	0.74	22	10.5	2
101	VALGR3	7.0632	45.6206	1800	228/87	126/01	036/03	0.50	12	5.1	2
102	VALGR4	7.1008	45.679	1420	319/39	204/28	089/38	0.95	20	4.5	2
103	VALP1 (1)	7.2974	45.8715	1635	026/05	168/84	296/04	0.76	17	8.8	2
104	VALP1 (2)	7.2974	45.8715	1635	117/78	009/04	279/11	0.62	21	9.6	3
105	VALP2 (1)	7.4924	45.9007	1800	161/57	312/30	049/13	0.35	12	11.4	2
106	VALP2 (2)	7.4924	45.9007	1800	098/31	188/59	190/04	0.95	11	5.1	3
107	VALP3	7.4628	45.8881	1730	196/85	099/01	009/05	0.71	13	6.1	2
108	VALP4 (1)	7.437	45.8782	1710	094/04	294/86	184/01	0.26	14	6.8	3
109	VALP4 (2)	7.437	45.8782	1710	359/75	155/13	246/06	0.07	17	8	1
110	VALP5	7.3534	45.8323	1600	301/38	122/55	031/00	0.55	17	7	3
111	VALSA1 (1)	7.2008	45.5295	2040	088/45	319/32	210/27	0.13	11	3	2
112	VALSA1 (2)	7.2008	45.5295	2040	101/35	322/47	207/21	0.51	10	8.6	3
113	VALSA2	7.2115	45.5228	1800	091/36	327/38	208/32	0.48	11	4.1	3
114	VALSA3	7.2032	45.6525	1180	028/79	139/04	229/11	0.16	10	4.2	2
115	VALSA4	7.2051	45.6742	1140	093/70	304/17	211/10	0.77	16	14.4	2
116	VELAN	7.2591	45.9267	2410	300/01	201/85	030/05	0.50	16	8	2
117	VENS	7.1241	46.0865	1100	278/08	165/70	011/19	0.63	26	19.9	3

the basement (see Frey *et al.*, 1999, for further details). Several major fault zones border the study area:

To the north-east, the Simplon fault zone has been described as a major NW–SE detachment with a long his-

tory including ductile and brittle extension since the Early Miocene (Mancktelow, 1985, 1992; Mancel

and Merle, 1987; Grosjean *et al.*, in press).

To the north, the Rhône Fault Zone (RFZ) follows the Basal Penninic Thrust (BPT) beneath the Rhône valley. Normal and dextral movements have been determined along the RFZ (Burkhard, 1990; Hubbard and Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994). Based on apatite fission tracks, a Late Miocene age of normal faulting has been postulated for this fault (Soom, 1990; Seward and Mancktelow, 1994). Morphological features, such as inverse slopes immediately south of the Rhône valley, also suggest a very recent age of normal faulting (Champagnac *et al.*, 2003). Seismic activity in the north Valais area shows a dextral transcurrent mode, but north–south extension in the southern Valais (Maurer *et al.*, 1997; Delacou *et al.*, in press a). The RFZ cuts westward within the Chamoni syncline as a transpressive dextral zone between the Mont-Blanc and Aiguilles-Rouges External Crystalline Massifs (ECM) (Gourlay and Ricou, 1983).

To the west, the BPT borders the internal side of the Mont-Blanc massif, orientated NNE–SSW. The BPT separates the Helvetic units (ECM and their Mesozoic cover) and the overridden Penninic units. This contact is a thrust of Late Oligocene – Early Miocene age (Steck and Hunziker, 1994). A subsequent normal reactivation of the BPT has been locally observed and could be interpreted as due to Miocene exhumation of the ECM (Seward and Mancktelow, 1994; Aillères *et al.*, 1995; Cannic *et al.*, 1999; Sue and Tricart, 1999).

In the core of our study area, the Aosta valley is the morphological expression of the major Aosta–Ranzola fault zone. It has been described as a north-dipping Oligocene normal fault, reactivated as a sinistral transcurrent fault zone from the Miocene to the Present (Carraro *et al.*, 1994; Bistacchi *et al.*, 2001).

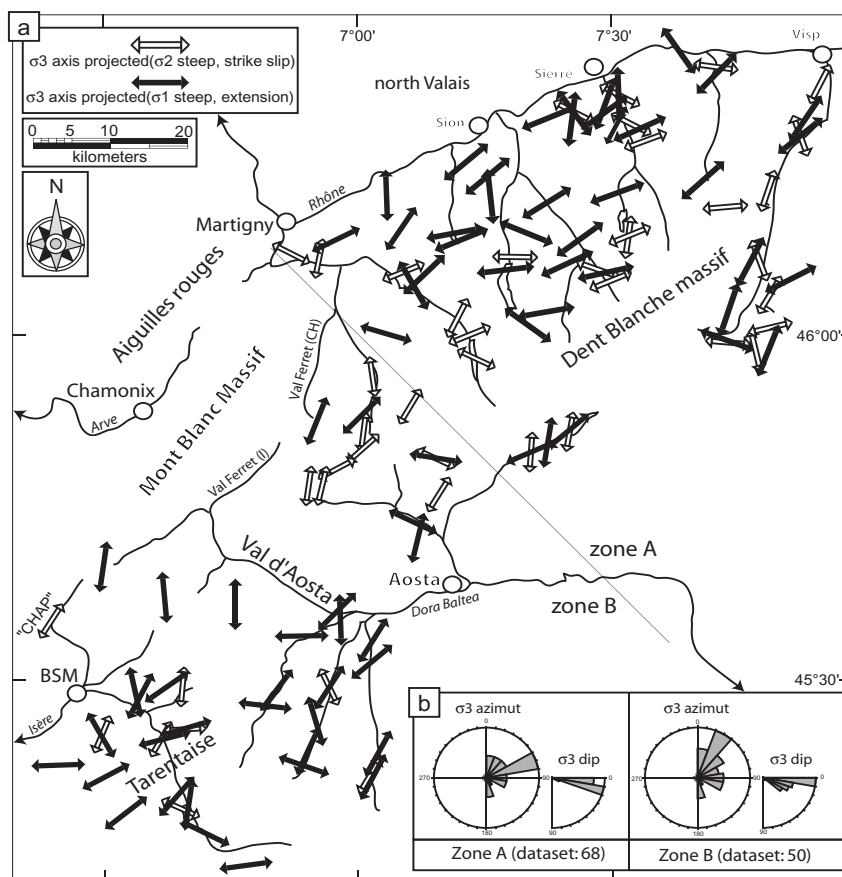
'direct inversion method' of Angelier (1990) implemented in the 'tectonics FP' software (Sperner *et al.*, 1993). About 2000 fault planes and their slickensides were measured at 100 sites. Locally, two superimposed brittle deformation stages have been observed; their relative chronology has been deduced from cross-cutting relationships between fault planes and/or slickensides. At several sites, systematically curved slickensides indicate a progressive change of fault movement.

The stability and the quality of each tensor were estimated from a series of criteria, including a first coherency test using the right-dihedra method of Angelier and Mechler (1977), visualization of the inverse function

(Yamaji, 2000), the number of faults used in the inversion and the average misfit angle. Tensors were classified from 1 (excellent) to 3 (low quality). We calculate in this way 117 palaeostress tensors (Fig. 3a and Table 1).

Most of these stress tensors are extensional (steep  $\sigma_1$ , subhorizontal  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ ). The predominant direction of extension ( $\sigma_3$ ) is NE–SW. About 30% of our palaeostress tensors are transcurrent (steep  $\sigma_2$ , subhorizontal  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$ ).

The direction of the  $\sigma_3$  axes is almost the same for transcurrent and extensional tensors; furthermore, the relative chronologies change within small or larger areas, with frequently curved slickensides. We regard the extensional and transcurrent stress field

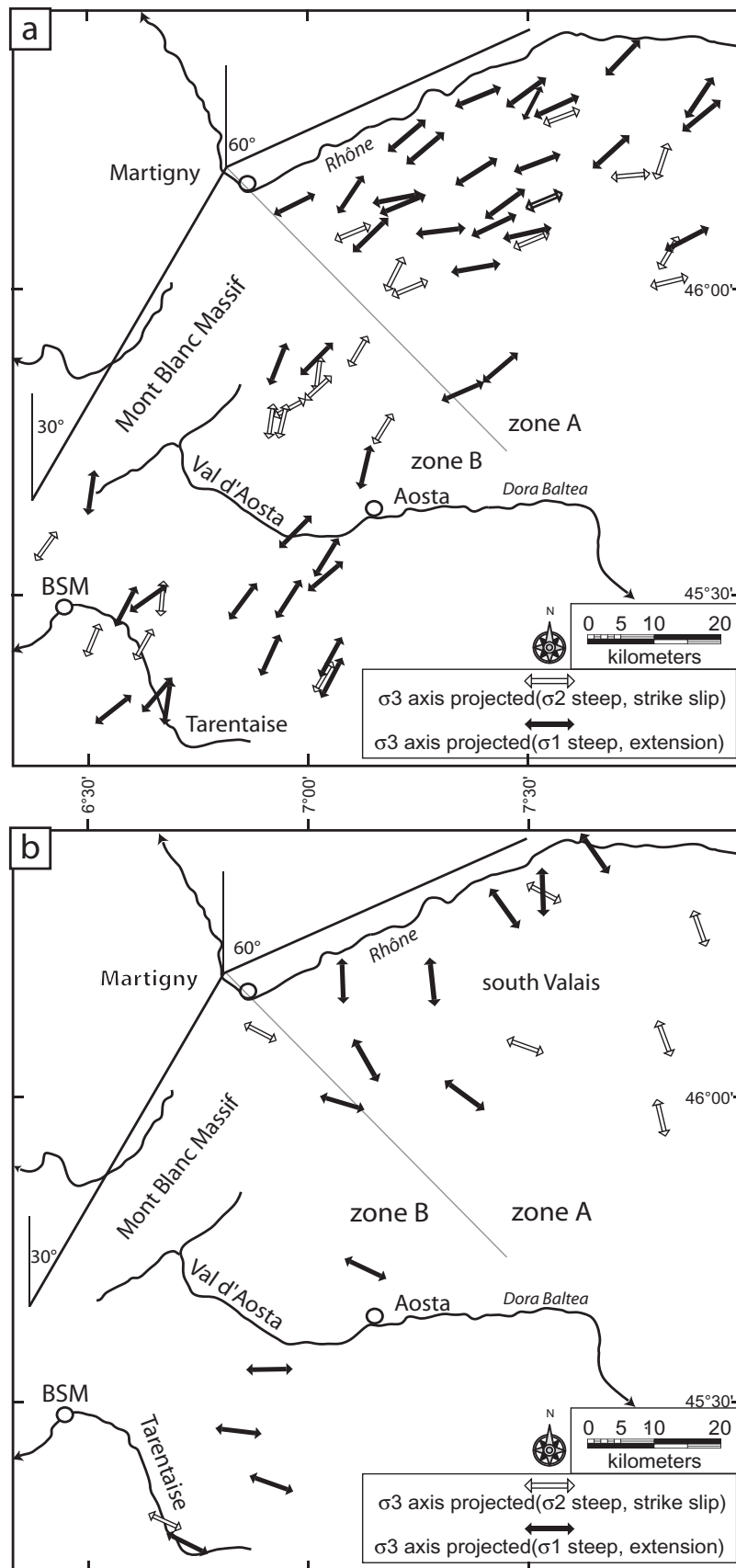


**Fig. 3** (a) Palaeostress map, with  $\sigma_3$  subhorizontal axes projected; white arrow for strike-slip tensors (subhorizontal  $\sigma_1$ ), black arrows for extensional tensors (subvertical  $\sigma_1$ ). The trend of the  $\sigma_3$  axes appears globally NE–SW. 'BSM', Bourg-Saint-Maurice. (b) The 20° class-size rose-diagram in the inset represents the  $\sigma_3$  axes orientations and dips for zones A (the Valais area) and B (the Gran San Bernardo, Aosta and Tarentaise Valleys). The most frequent direction is about N70° in zone A and N30° in zone B, i.e. in an orogen-parallel direction. Note that the  $\sigma_3$  axes dip always gently, at less than 20°.

## Data analysis

We used field observations at different scales (example on Fig. 2), and a systematic collection of minor faults (in the 0.1–1 m range) to determine palaeostress axis directions using the





**Fig. 4** (a) Representation of the orogen-parallel direction of minimum stress axes ( $\beta < 30^\circ$ , where  $\beta$  is the angle between the alpine trend and the  $\sigma_3$  orientation). These represent more than 50% of the database. The  $\sigma_3$  orientations describe a wide arc in the studied area, from the Simplon pass to the Tarentaise Valley. The ratio of transcurent tensors is about 30%. (b) Representation of the orogen-perpendicular direction of minimum stress axes ( $\beta > 60^\circ$ ). The axes describe a large fan, which could be linked to the active stress field.

as a single 'stage', with a local or temporal relative swapping of the  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  axes.

Based on this assumption, we consider only the  $\sigma_3$  axis orientation for the following discussion, regardless of the  $\sigma_1$  axis being subvertical or subhorizontal. The general direction of the  $\sigma_3$  palaeostress axes throughout the study area is orientated in a NE–SW direction, mimicking the trend of the alpine belt. In order to quantify this angular relationship between the palaeostress tensor orientations and the alpine structural trend we separated the north-west Alpine arc in two parts (Fig. 3a): a NE area (A), which corresponds to an 'Aar-like' orientation (strike  $N60^\circ$ ) from Visp to Martigny; and a second SW area (B), which corresponds to a 'Mont Blanc-like' orientation (strike  $N30^\circ$ ) from Martigny to Bourg-Saint-Maurice. The line between zone A and B strikes  $N120^\circ$ . Average  $\sigma_3$  orientations demonstrate a generalized orogen-parallel extension,  $N70^\circ$  orientated in zone A,  $N30^\circ$  orientated in zone B (Fig. 3b).

In this crude statistical analysis, 50% (68%) of our palaeostress tensors show less than  $30^\circ$  ( $45^\circ$ , respectively) between their strike and the alpine trend ( $\beta$ ) (Fig. 4a).

The  $\sigma_3$  axes trajectories describe a wide arc in the whole Simplon–Vanoise area and provide a large-scale image of a brittle orogen-parallel extension event in the inner north-western Alps.

Significant deviations from this simple picture are observed in 19 out of 117 tensors, which indicate an 'orogen-perpendicular' direction at high angle ( $\beta > 60^\circ$ ) to the strike

of the belt. Together, these tensors describe a large-scale fan from the eastern Valais to the Vanoise area (Fig. 4b).

Orogen-perpendicular extension is currently ongoing in central parts of the western Alps according to focal mechanisms (Sue and Tricart, 2003; Delacou *et al.*, in press b). In the NW Alps, the passage from orogen-parallel to orogen-perpendicular extension may also be interpreted as stress axis permutation between  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ , with low  $\Phi$  ratio, as proposed by Sue and Tricart (2002) in the SW Alps. Actually we propose a two-stage interpretation because of the similarity with the seismologically active inferred stress field.

One-third of all the tensors are neither in an orogen-parallel nor in an orogen-perpendicular direction, with  $\sigma_3$  oblique with respect to the main alpine structure ( $30^\circ < \beta < 60^\circ$ ). This is explained in terms of local deviations of the overall stress field, including tilted and rotated blocks of unknown dimension. The dispersion of the mean  $\sigma_1$  around the vertical axis (Fig. 5) can similarly be explained.

In order to analyse the palaeostress ellipsoid shape (the relative magnitude of  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ ), we used the  $\Phi$  ratio [ $\Phi = (\sigma_1 - \sigma_3)/(\sigma_2 - \sigma_3)$ ]. Using this approach, we analysed our database in terms of  $\Phi$  ratio, plotting  $\Phi$  vs. the dip of the  $\sigma_1$  axis for each tensor (Fig. 5) in a polar graph. We separate this diagram into five parts (see figure caption for details). Forty per cent of the tensors are 'multitrend-extensional', with a good average quality criterion. Twenty-five and 20% of transtensive and transcurrent tensors, respectively, are generally of medium quality.

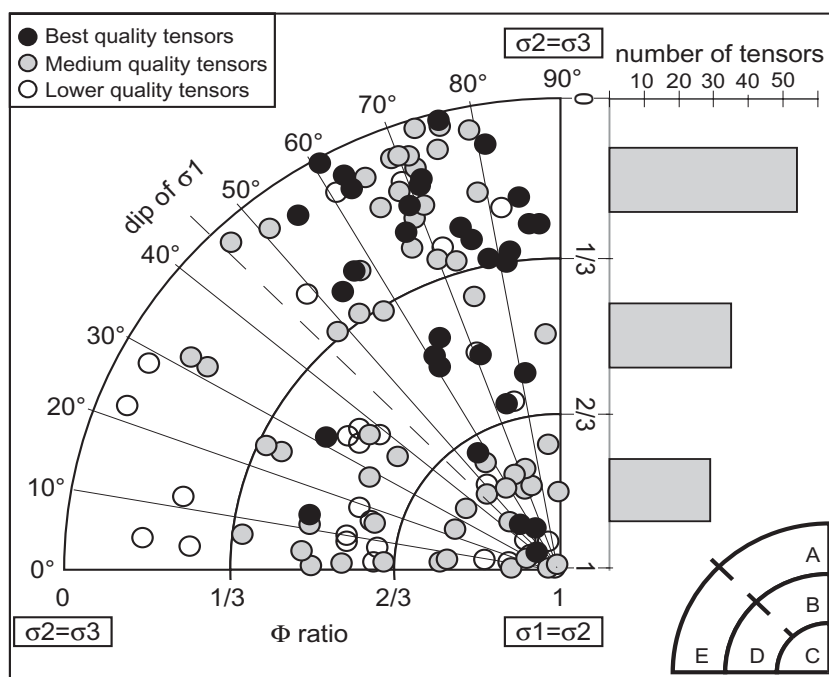
In summary, the inversion of brittle deformation structures (faults and striae) documents a large-scale palaeostress field, which is mainly extensional. This extension is mixed with transcurrent and transtensive palaeostress tensors that exhibit the same strike-parallel direction of the minimal stress axis ( $\sigma_3$ ). The orogen-parallel direction of  $\sigma_3$  is the major first-order signal for the Neogene stress field. A more discrete orogen-perpendicular direction of extension, probably younger, is also observed.

## Discussion and conclusion

Extension in the core of mountain belts is a common feature that has been observed worldwide (Wernicke and Burchfield, 1982; Dewey, 1988; Rey *et al.*, 2001). Coaxial extension, opposite to the direction of the converging plates, as observed in the Andes (Dalmayrac and Molnar, 1981; Deverchere, 1988), the Himalayas (Molnar and Tapponnier, 1978; Herren, 1987) and the Basin and Range (Lister and Davis, 1989), has mostly been interpreted in terms of orogenic collapse. Extension is due to the subtle interplay between the

rates of convergence (decreasing), internal strain, external erosion and the temperature/time-dependent internal strength of the orogenic wedge (Avouac and Burov, 1996).

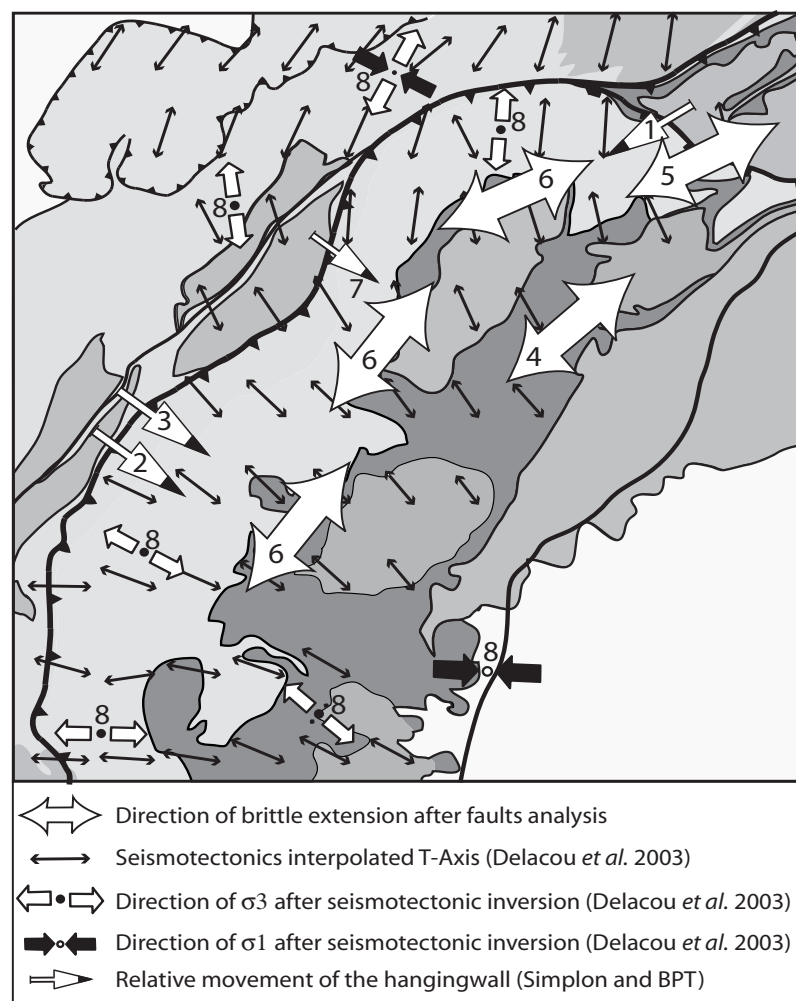
Synorogenic extension is well documented for many parts of the internal Alps, all along the crestline from the eastern Alps (Selverstone, 1988; Ratschbacher *et al.*, 1991; Decker and Peresson, 1996; Linzer *et al.*, 2002) through the central Alps (Mancktelow, 1990, 1992; Nievergelt *et al.*, 1996) to the western Alps (see references above). In contrast to those orogens with coaxial collapse



**Fig. 5** Representation of the  $\Phi$  ratio vs. the dip of  $\sigma_1$  in a polar representation (left part) and histogram of the  $\Phi$  ratio (right part). In the case of extensional tensors ( $\sigma_1$  steep), a low  $\Phi$  ratio implies similar  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ , indicating multitrend extension; a high  $\Phi$  ratio implies similar  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$ , indicating transtension; an intermediate  $\Phi$  ratio indicates a pure extensional tensor. For strike-slip tensors (subhorizontal  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$ ), a low  $\Phi$  ratio indicates transpression; a medium  $\Phi$  ratio implies pure strike-slip and a high  $\Phi$  ratio implies transtension. Black, grey and white circles represent best, medium and lower quality tensors, respectively. We separate the polar diagram into five parts. In A ( $\sigma_1$  more than  $45^\circ$  and  $\Phi$  ratio less than  $1/3$ ), 47 multitrend extensional tensors (40% of the dataset) are plotted. They show very good quality criterion (average = 1.27). The relative magnitudes of  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  are almost similar. In B ( $\sigma_1$  more than  $45^\circ$  and  $\Phi$  ratio between  $1/3$  and  $2/3$ ), few (11) pure-extensional tensors are plotted. Nevertheless, they have a high average quality criterion (= 1.63) and a good spatial coherency. In C ( $\Phi$  ratio more than  $2/3$ ), 29 transtensive tensors (25% of the dataset) are plotted; they have a medium average quality criterion (= 2.1) and there is a continuum in the dip of  $\sigma_1$  (tilted tensors). In D ( $\sigma_1$  less than  $45^\circ$  and  $\Phi$  ratio between  $1/3$  and  $2/3$ ), 24 strike slip tensors are plotted (20% of the dataset). Their average quality criterion is medium (2.29). In E ( $\sigma_1$  less than  $45^\circ$  and  $\Phi$  ratio less than  $1/3$ ), seven transpressive tensors are plotted, with a poor average quality criterion (2.71); they probably have no regional significance.



previously mentioned, the main alpine extension direction is orientated along the strike of the chain. Accordingly, most authors working on this area propose various models of synorogenic lateral extrusion. Lateral extrusion to the east prevails from the Lepontine Dome eastward to the Pannonian basins, in response to 'back arc' extension behind the Carpathian arc. From the Simplon area westward, strike-parallel extension is observed around the 90° bend of the western Alps. The opening of the Ligurian basin during the Early Middle Miocene (Vigliotti and Langenheim, 1995; Carminati *et al.*, 1998; Speranza *et al.*, 2002) could be the free boundary necessary for such a large-scale orogen-parallel extension in the north-western Alps. The known strike slip faults are predominantly dextral, accommodating a relative south- and south-westward movement of internal parts of the Alps with respect to the radially 'forelandward thrust' external parts of the Alps (Hubbard and Mancktelow, 1992). Conjugate sinistral strike slip faults are not observed within the Alps proper and a direct comparison with the 'extruding' wedges (in map view) of the eastern Alps is not straightforward. The predominance of dextral strike slips and their radially changing orientation in a fan-like pattern has led some authors to consider rotation, rather than sideways extrusion as an alternative large-scale process at the NW tip of the Adriatic indenter (Goguel, 1963; Pavoni, 1991; Pavoni *et al.*, 1997). Rotation models are supported by geomagnetic data that document large anticlockwise vertical axis rotations of up to 90° and more, increasing southward along the arc of the western Alps (Collombet *et al.*, 2002). The extrusion tectonism we observed, particularly in the Simplon area, could be associated with the anticlockwise rotation shown by Hubbard and Mancktelow (1992) and Collombet *et al.* (2002). Our own fault measurements provide new evidence for a widespread arc-parallel extension all along the crest-line of the western Alps (Fig. 6). Given the brittle nature of faults used to establish palaeostress directions, this extension is clearly post-metamorphic. Its onset goes back to



**Fig. 6** Synthesis of the Neogene and still-active tectonics in the inner north-western Alps. (1) Ductile kinematics in the Simplon area (Mancktelow, 1992). (2) and (3) Ductile kinematics along the ECORS transect (Aillères *et al.*, 1995; Cannic *et al.*, 1999). (4) Brittle kinematics in the east of the Val d'Aosta (Bistacchi and Massironi, 2000). (5) Brittle kinematics in the Simplon pass area (Grosjean *et al.*, in press). (6) Brittle kinematics of this paper and Champagnac *et al.* (2003). (7) Fission track analysis after Seward and Mancktelow (1994). (8) Current stress field based on seismotectonic inversion, after Delacou *et al.* (in press a,b).

nearly peak temperature conditions. Furthermore, the wide variety of fault plane appearance (calcite, quartz, hematite or chlorite mineralization, cataclasite, fault breccia and gouges) suggests a long brittle history.

Normal faulting, possibly with a component of dextral shearing along the Rhône line immediately to the west of the Simplon fault, is documented to be active up to the latest Miocene. Apatite fission track ages indicate a relative downthrow of the internal 'Penninic' units with respect to exter-

nal 'Helvetic' nappes and crystalline massifs. Faulting is at least as young as 3 Ma, because palaeo-isotherms of this age are offset on either side of the Rhône valley (Soom, 1990; Seward and Mancktelow, 1994). The present state of stress within the Alps is now well documented following analysis of focal plane mechanisms all along the arc of the western Alps (Maurer *et al.*, 1997; Sue *et al.*, 1999; Kastrup *et al.*, 2004; Delacou *et al.*, in press b). Higher parts of the chain, near the crest-line of the Alps westward of the Lepontine Dome, are clearly in an extensional

state of stress at present. In contrast to the majority of palaeostress measurements, however, the current direction of extension is orogen-perpendicular. This orientation is reminiscent of the 'orogenic collapse' model and more difficult to reconcile with the idea of a lateral extrusion and/or rotation. It is tempting to interpret a minority of palaeostress measurements as belonging to this most recent deformation phase, although we do not have any direct evidence. A similar chronology (orogen-parallel then orogen-perpendicular extension) has been observed in the eastern Alps (Decker *et al.*, 1993).

Combined with seismotectonics, geodesy allows us to constrain present-day deformation rates within the Alps and between adjacent forelands (Kahle *et al.*, 1997; Vigny *et al.*, 2002). Up to 10 years of measurements now allow us to conclude that convergence between the NW tip of the Adriatic microplate and 'stable Europe' is not ongoing today (Calais *et al.*, 2002; Oldow *et al.*, 2002).

In summary, we conclude that two extension events of post-metamorphic faulting have affected central parts of the arc of the western Alps. From Late Oligocene throughout Miocene times, extension is orientated in an orogen-parallel direction, leading to a relative right-lateral movement to the south or south-west of internal parts of the Alps with respect to the north-west European foreland. This lateral extrusion event is no longer active. The current state of stress indicates fan-like extension directions at a high angle with respect to the strike of the Alpine arc. Collision must have come to a complete halt during the Plio-Pleistocene and the Western Alps are now in an early phase of post-orogenic collapse and decay.

## Acknowledgements

This work was supported by the Neuchâtel University and by the Swiss National Science Foundation (grant no. 21-61684.00). We thank C. Allanic, M. Sartori and P. Tricart for fruitful discussions and comments. K. Decker and J.-P. Gratier provided constructive reviews and comments.

## References

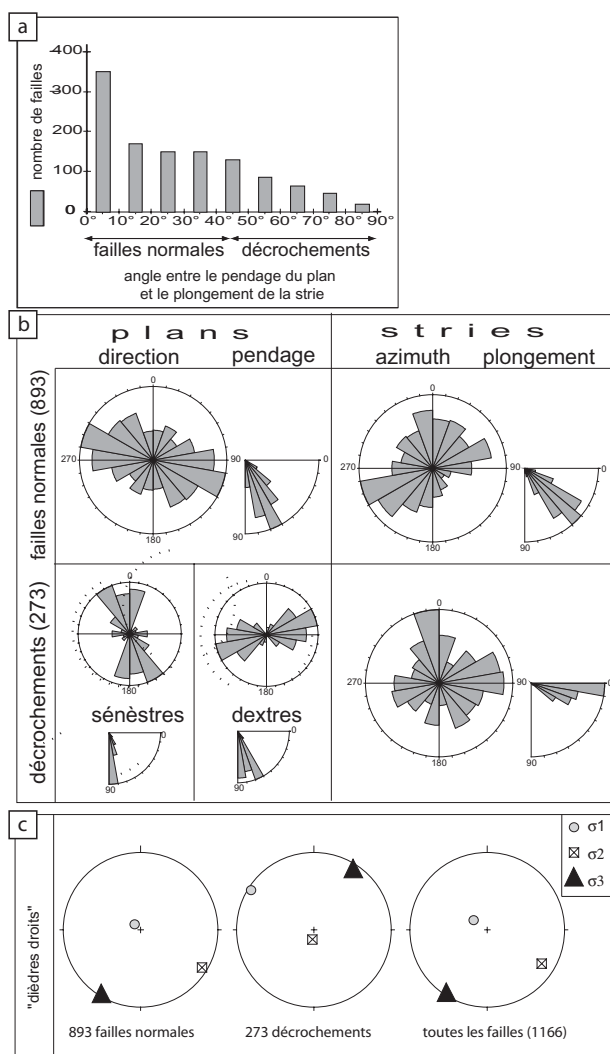
Agard, P., Fournier, M. and Lacombe, O., 2003. Post-nappe brittle extension in the inner Western Alps (Shistes Lustrés)

- following ductile exhumation: a record of synextension block rotation? *Terra Nova*, **15**, 000–000.
- Aillères, L., Bertrand, J., Macaudière, J. and Champenois, M., 1995. New structural data from the "Zone Houillère Briançonnaise" (French Alps), neoalpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front. *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, **321**, 247–254.
- Albarello, D., Mantovani, E., Babbucci, D. and Tamburelli, C., 1995. Africa-Eurasia kinematics – main constraints and uncertainties. *Tectonophysics*, **243**, 25–36.
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress – A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, **103**, 363–376.
- Angelier, J. and Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, 1309–1318.
- Avouac, J.P. and Burov, E.B., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *J. Geophys. Res.*, **101** (B8), 17747–17769.
- Bistacchi, A., Dal Piaz, G.V., Massironi, M., Zattin, M. and Balestrieri, M.L., 2001. The Aosta–Ranzola extensional fault system and Oligocene–Present evolution of the Austroalpine–Penninic wedge in the northwestern Alps. *Int. J. Earth Sci.*, **90**, 654–667.
- Bistacchi, A. and Massironi, M., 2000. Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach. *Tectonophysics*, **327**, 267–292.
- Burkhard, M., 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclog. Geol. Helv.*, **83**, 559–583.
- Calais, E., Nocquet, J.M., Jouanne, F. and Tardy, M., 2002. Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001. *Geology*, **30**, 651–654.
- Cannic, S., Mugnier, J.-L. and Lardeaux, J.-M., 1999. Neogene extension in the Western Alps. *Mem. Sci. Geol. Padova*, **51**, 33–45.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W. and Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 651–665.
- Carraro, F., Guibaud, G., Giardino, M. and Perotto, A., 1994. Intense deformazioni in depositi fluvio-glaciaristici olocenici nella media valle d'Aosta. *Atti Tic. Sci. Terra*, **1**, 123–136.
- Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B. and Burkhard, M., 2003. Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais). *Eclog. Geol. Helv.*, **96**, 325–338.
- Collombet, M., Thomas, J.C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.P. and Gratier, J.P., 2002. Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: new insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, **21**, 352–366.
- Dalmayrac, B. and Molnar, P., 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, 473–481.
- Decker, K., Meschede, M. and Ring, U., 1993. Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North- and South-Penninic flysch and the Northern Calcareous Alps). *Tectonophysics*, **223**, 291–312.
- Decker, K. and Peresson, H., 1996. Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. In: *Oil and Gas in Alpidic Trustbelts and Basins of Central and Eastern Europe* (G. Wessely and W. Liebl, eds), pp. 69–77. Spec. Publ. EAGE.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.D. and Burkhard, M., in press a. Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational re-equilibration constrained by numerical modelling. *Geol. Soc. London DRT 2003 Spec. Publ.*, in press.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.D. and Burkhard, M., in press b. Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.*, in press.
- Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191–2194.
- Deverchère, J., 1988. *Extension crustale dans un contexte de convergence de plaques: l'exemple des Andes du Pérou central contraint par des données sismotectoniques*. PhD thesis, Orsay, Paris.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, **7**, 1123–1139.
- Escher, A., Hunziker, J.C., Marthaler, M., Masson, H., Sartori, M. and Steck, A., 1997. Geological framework and structural evolution of the Western Swiss-Italian Alps. In: *Deep Structures of the Swiss Alps: Results of NRP20* (O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, eds), pp. 205–222. Birkhäuser Verlag, Basel.



- Eva, E. and Solarino, S., 1998. Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophys. J. Int.*, **135**, 438–448.
- Frey, N., Desmons, J. and Neubauer, F., 1999. Metamorphic maps of the Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **79**, 1–4.
- Goguel, J., 1963. L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, **7**(5), 20–29.
- Gourlay, P. and Ricou, L.E., 1983. Le jeu décrochant dextral tardif de la suture de Chamonix (Alpes françaises et suisses). *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, **296**, 927–932.
- Grosjean, G., Sue, C. and Burkhard, M., in press. Late Neogene brittle extension in the vicinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland. *Eclog. Geol. Helv.*, **96**, in press.
- Herren, E., 1987. Zaskar shear zone; northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, **15**, 409–413.
- Hubbard, M. and Mancktelow, N.S., 1992. Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. *Geology*, **20**, 943–946.
- Kahle, H.G., Geiger, A., Buerki, B., Gubler, E., Marti, U., Wirth, B., Rothacher, M., Gurtner, W., Beutler, G., Bauersima, I. and Pfiffner, O.A., 1997. Recent crustal movements, geoid and density distribution; contribution from integrated satellite and terrestrial measurements. In: *Deep Structures of the Swiss Alps: Results of NRP20* (O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, eds), pp. 251–259. Birkhäuser Verlag, Basel.
- Kastrup, U., Zoback, M.L., Deichmann, N., Evans, K. and Giardini, D., 2004. Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *J. Geophys. Res.*, **109**, B01402.
- Linzer, H.G., Decker, K., Peresson, H., Mour, R.D. and Frisch, W., 2002. Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. *Tectonophysics*, **354**, 211–237.
- Lister, G.S. and Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *J. Struct. Geol.*, **11**, 65–94.
- Mancel, P. and Merle, O., 1987. Kinematics of the northern part of the Simplon line (central Alps). *Tectonophysics*, **135**, 265–275.
- Mancktelow, N.S., 1985. The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclog. Geol. Helv.*, **78**, 73–96.
- Mancktelow, N.S., 1990. The Simplon fault zone. *Breit. Geol. Karte Schweiz (NF)*, **163**.
- Mancktelow, N.S., 1992. Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics*, **215**, 295–317.
- Maurer, H., Burkhard, M., Deichmann, N. and Green, G., 1997. Active tectonism in the central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova*, **9**, 91–94.
- Molnar, P. and Tapponnier, P., 1978. Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5361–5375.
- Nievergelt, P., Liniger, M., Froitzheim, N. and Maehlmann, R.F., 1996. Early to mid Tertiary crustal extension in the Central Alps; the Turba mylonite zone (eastern Switzerland). *Tectonics*, **15**, 329–340.
- Nocquet, J.-M., 2002. *Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale*. Thèse de doctorat, Université de Nice.
- Nocquet, J.M. and Calais, E., 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001. *Geophys. J. Int.*, **154**, 72–88.
- Nocquet, J.M. and Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 661–681.
- Oldow, J.S., Ferranti, L., Lewis, D.S., Campbell, J.K., D'Argenio, B., Catalano, R., Pappone, G., Carmignani, L., Conti, P. and Aiken, C.L.V., 2002. Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen. *Geology*, **30**, 779–782.
- Pavoni, N., 1991. Bipolarity in structure and dynamics of the Earth's mantle. *Eclog. Geol. Helv.*, **84**, 327–343.
- Pavoni, N., Maurer, H.R., Roth, P. and Deichmann, N., 1997. Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. In: *Deep Structures of the Swiss Alps: Results of NRP20* (O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, eds), pp. 241–250. Birkhäuser Verlag, Basel.
- Pfiffner, O.A., Ellis, S. and Beaumont, C., 2000. Collision tectonics in the Swiss Alps: insight from geodynamic modeling. *Tectonics*, **19**, 1065–1094.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.-G. and Merle, O., 1991. Lateral extrusion in the Eastern Alps; part 2: structural analysis. *Tectonics*, **10**, 257–271.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O. and Teyssier, C., 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, **342**, 435–449.
- Selverstone, S.M., 1988. Evidences for East–West crustal extension in the eastern Alps: implication for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics*, **7**, 87–105.
- Seward, D. and Mancktelow, N.S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps: evidence from fission-track dating. *Geology*, **22**, 803–806.
- Soom, M.A., 1990. *Abkühlungs und Hebungsgeschichte der Extern Massive und der Penninischen Decken beidseits des Simplon-Rhône-Linie seit dem Oligozän: Spaltspurdaterungen an Apatit/Zirkon und K-Ar Datierungen an Biotit/Muscovit (Westliche Zentralalpen)*. PhD Thesis, University of Berne.
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P. and Mattei, M., 2002. Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, **347**, 231–251.
- Sperner, B., Ott, R. and Ratschbacher, L., 1993. Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation. *Computers Geosciences*, **19**, 1361–1388.
- Steck, A., 1984. Structure de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar–Simplon–Ossola). *Eclog. Geol. Helv.*, **77**, 55–100.
- Steck, A. and Hunziker, J., 1994. The tertiary structure and thermal evolution of the central Alps – compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics*, **238**, 229–254.
- Sue, C., Thouvenot, F., Frechet, J. and Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.*, **104** (B11), 25611–25622.
- Sue, C. and Tricart, P., 1999. Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. *Eclog. Geol. Helv.*, **92**, 171–181.
- Sue, C. and Tricart, P., 2002. Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constrain on arc dynamic. *J. Geol. Soc. (London)*, **159**, 61–70.
- Sue, C. and Tricart, P., 2003. Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics*, **5**, 1050, doi: 1029/2002TC001426.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G. and Lardeaux, J.-M., 2001. La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes Occidentales): une dynamique miocène à actuelle. *Bull. Soc. Géol. France*, **172**, 49–58.
- Vigliotti, L. and Langenheim, V.E., 1995. When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results. *Terra Nova*, **7**, 424–435.

- Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J.P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K.L., Ferhat, G., Flouzat, M., Gamond, J.F., Geiger, A., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Menard, G., Meyer, B., Ruegg, J.C., Scheubel, J.M., Scotti, O. and Vidal, G., 2002. GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period: 1993–98. *J. Geodesy*, **76**, 63–76.
- Wernicke, B. and Burchfield, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, **4**, 105–115.
- Yamaji, A., 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *J. Struct. Geol.*, **22**, 441–452.
- Received 6 February 2004; revised version accepted 10 May 2004*



**Figure II.22:** Statistiques de la fracturation mesurée dans le Val d'Aoste et la Haute Tarentaise.

a) Histogramme de l'angle différentiel entre le pendage du plan et le plongement de la strie ; les angles faibles indiquent une strie pleine pente, et donc une faille normale (dans notre contexte tectonique), alors qu'un angle fort indique un décrochement.

b) Histogrammes circulaires de l'orientation des plans de failles et de leur(s) strie(s). Voir texte pour discussion.

c) Calcul de la direction moyenne des contraintes / déformations dans tout le Val d'Aoste et la Haute Tarentaise (voir le texte pour la discussion), en ne prenant en compte que les failles normales (à gauche), les décrochements (au milieu) et toutes les failles (à droite).

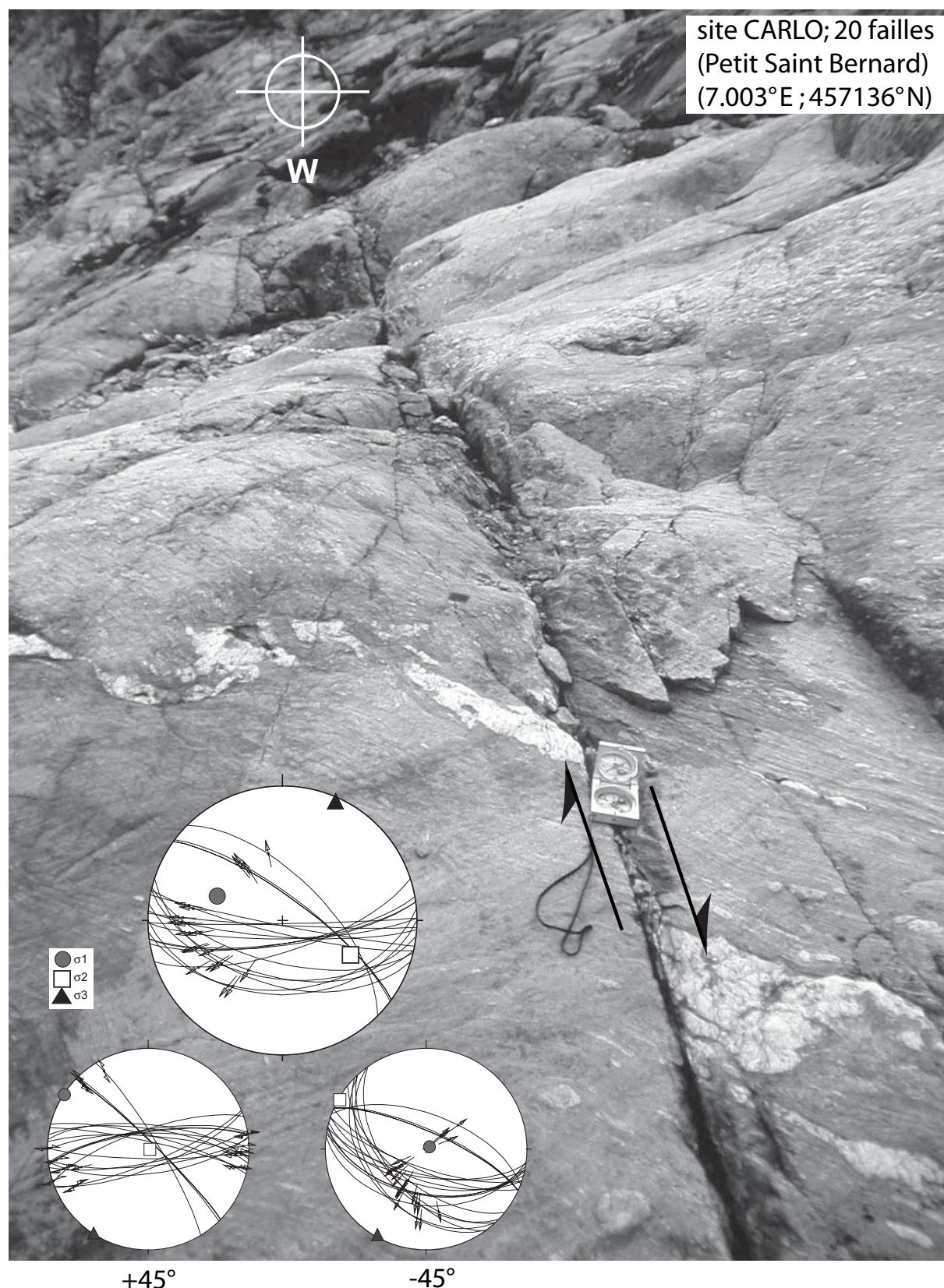
## b) Données complémentaires

Une analyse statistique des failles mesurées dans la région du Val d'Aoste est présentée figure II.22. L'histogramme (figure II.22a) permet de représenter les pendages relatifs des plans et des stries, pour chaque faille (voir le chapitre II.1 et la figure II.2). Ces angles sont majoritairement très faible (moins de 10°) et indiquent une forte majorité de failles normales. Quand cet angle augmente, le nombre de failles diminue, mais de façon moins rapide que dans le Valais (figure II.2) ; en effet, un nombre important de failles ont des stries obliques (angles caractéristique compris entre 10° à 50°), qui indiquent soit des failles normales reprises en décrochement, soit des failles basculées. Sur le terrain, un grand nombre de failles « normales dextres » ou « normales sénestres » ont été observées, avec des pitches proches de 45° (figure II.23). Cette obliquité est probablement due localement à des basculements de blocs, mais la dispersion régulière des axes  $\sigma_1$  autour de la verticale (figure T8) démontre l'absence d'un basculement régional. Comme nous le verrons dans la troisième partie de cette thèse, la zone du Val d'Aoste présente des caractéristiques singulières à différents points de vue (importance des décrochements et grande dispersion des axes de contraintes en particulier).

Les histogrammes circulaires (figure II.22b) montrent, pour les failles normales, une orientation préférentielle des plans WNW-ESE, avec des pendages un peu forts pour des failles normales, entre 60° et 80°. Les stries ne sont pas orientées dans la ligne de plus grande pente, et l'on observe deux maximums, ENE-WSW et N-S, avec des plongements compris entre 30° et 60°,

un peu faibles pour des failles normales. Cela confirme la tendance à des stries obliques, déjà observée sur le terrain et grâce à l'histogramme (figure II.22a). Les décrochements se répartissent en deux familles bien individualisées; les failles sénestres, orientées N-S à NNW-SSE présentent des pendages subverticaux alors que les failles dextres, orientées E-W à ENE-WSW ont des pendages plus variables et moins forts (60° à 90°). Les stries, quand à elles, reflètent ces orientations de plans, avec une direction principale N-S et une autre E-W à ENE-





**Figure II.23:** Décrochement dextre Est-Ouest à proximité du Col du Petit Saint Bernard, recoupant une fente de quartz dans des grès grossiers métamorphisés (houiller indifférencié, [Debelmas *et al.*, 1979]). La représentation stéréographique (en haut) montre une orientation E-W préférentielle (normale dextre), ainsi que la famille conjuguée NW-SE (normale sénestre), plus discrète. La fracturation semble basculée autour d'un axe horizontal N030° et aucun critère fiable ne permet de déterminer le sens de basculement: une rotation de +45° induit un système décrochant (en bas à gauche), alors qu'une rotation de -45° induit un système extensif (en bas à droite).



WSW. Les plongements sont très faibles (moins de  $10^\circ$ ). La figure II.23 illustre l'orientation des décrochements dans le Sud du Val d'Aoste, avec un faisceau de faille E-W, dextres avec une légère composante normale. La figure II.24 montre la fracturation normale importante en Haute Tarentaise ; les plans sont lisses et orientés NW-SE.

La prise en compte de toutes les failles de la zone « Aoste » pour déterminer le régime tectonique global par la méthode des dièdres droits (figure II.22c) se heurte aux mêmes réserves que pour la zone Valais (voir chapitre 1). Les résultats sont également comparables : l'orientation des axes  $\sigma_3$  est la même pour les failles normales et les failles décrochantes, à quelques degrés près. L'orientation également compatible avec l'ensemble des failles. Le passage d'un tenseur à l'autre peut être décrit comme une permutation entre les axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  et un basculement de quelques degrés.



**Figure II.24:** failles normales NW-SE en Haute Tarentaise (site STFOY) présentant des aspect de surface lisse, sans minéralisation, et avec des stries mécaniques pleine pente. Mon chien donne l'échelle sur la photo du haut.

Cette stabilité de l'axe  $\sigma_3$  se retrouve localement, à proximité du col du Petit Saint Bernard (site CARLO, figure II.23). La fracturation est apparemment dextre, et une faille Est-Ouest décale une fente de quartz sur une dizaine de cm. La représentation stéréographique montre que les failles sont basculées d'environ  $45^\circ$  autour d'un axe  $N030^\circ$ , subhorizontal, c'est à dire autour de l'axe  $\sigma_3$ . Un débasculement dans un sens crée des décrochements conjugués, alors qu'un débasculement dans l'autre sens crée des failles normales conjuguées. Quel que soit le sens de rotation et la nature initiale des failles (décrochantes ou normales), l'axe  $\sigma_3$  reste subhorizontal et orienté  $N040^\circ$  environ. Le fort rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes calculé ( $\Phi=0.9$ ) traduit cette incertitude. Une partie de la déformation, au contraire, s'exprime par des failles normales très nettes, présentant les caractéristiques de surface déjà évoquées (figures II.3 par exemple), très lisses, sans aucune minéralisation (figure II.24, figure E4). Ces failles, situées en Haute Tarentaise (site STFOY) accommodent un abaissement générale du compartiment SW.





### III) Vanoise et Maurienne

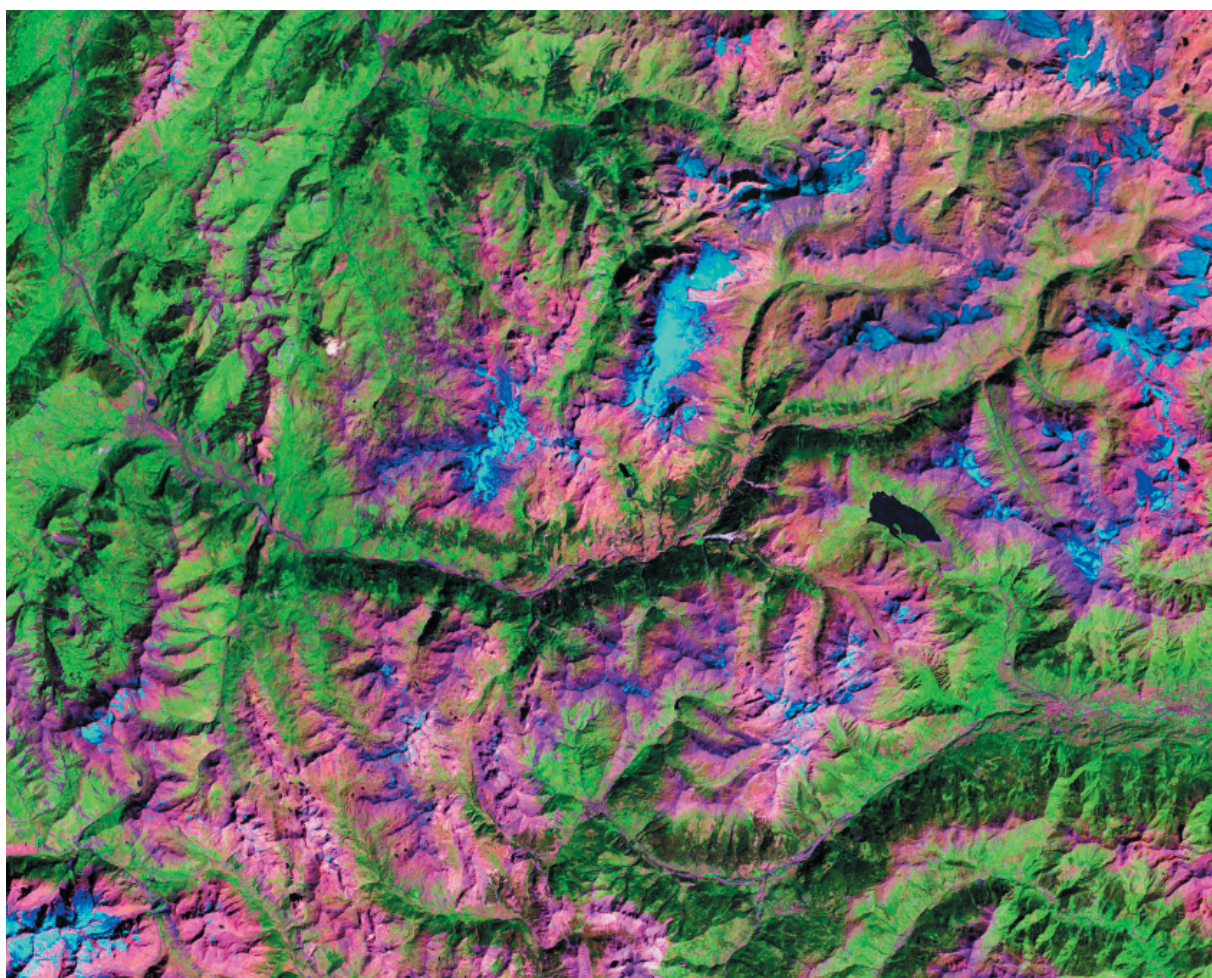
*Je présente dans ce chapitre les résultats concernant la zone la plus méridionale directement étudiée directement, qui s'étend du massif de Belledonne à l'Ouest, à la haute Maurienne à l'Est, et du Val de Suze au Sud à la Tarentaise au Nord; elle a fait l'objet d'une campagne de terrain pendant l'été 2003 (Figure II.25).*

*Ces résultats sont inédits et intégrés à une synthèse prête à être soumise à Tectonics. Pour éviter trop de redites, et par souci d'homogénéité, je ne reprendrai pas l'analyse des données ici, et je renvoie le lecteur à la troisième partie («Synthèse»). Quelques vues inédites exposant le style tectonique régional sont toutefois présentées.*

*Une étude locale concernant la fracturation dans des dépôts fluvio-glaciaires en Haute-Maurienne est ensuite exposée ; cette étude est prête à être soumise au Bulletin de la Société Géologique de France. La comparaison entre la fracturation dans ces dépôts (daté Pléistocène terminal) et la fracturation régionale montre une bonne correspondance géométrique ; il est alors tentant de proposer qu'une partie de la fracturation observée en Vanoise soit Quaternaire à actuelle.*

*Les résultats principaux indiquent pour la Vanoise:*

- *Une majorité de tenseurs extensifs (71% contre 29% de tenseurs décrochants).*
- *Une très grande stabilité spatiale, et probablement temporelle, des axes  $\sigma_3$ .*
- *Une direction majeure N-S des axes  $\sigma_3$ , parallèle aux structures alpines.*
- *Une direction moins exprimée d'axes  $\sigma_3$ , E-W, perpendiculaire aux structures alpines.*
- *Une chronologie très nette, avec des décrochements qui reprennent la déformation normale.*

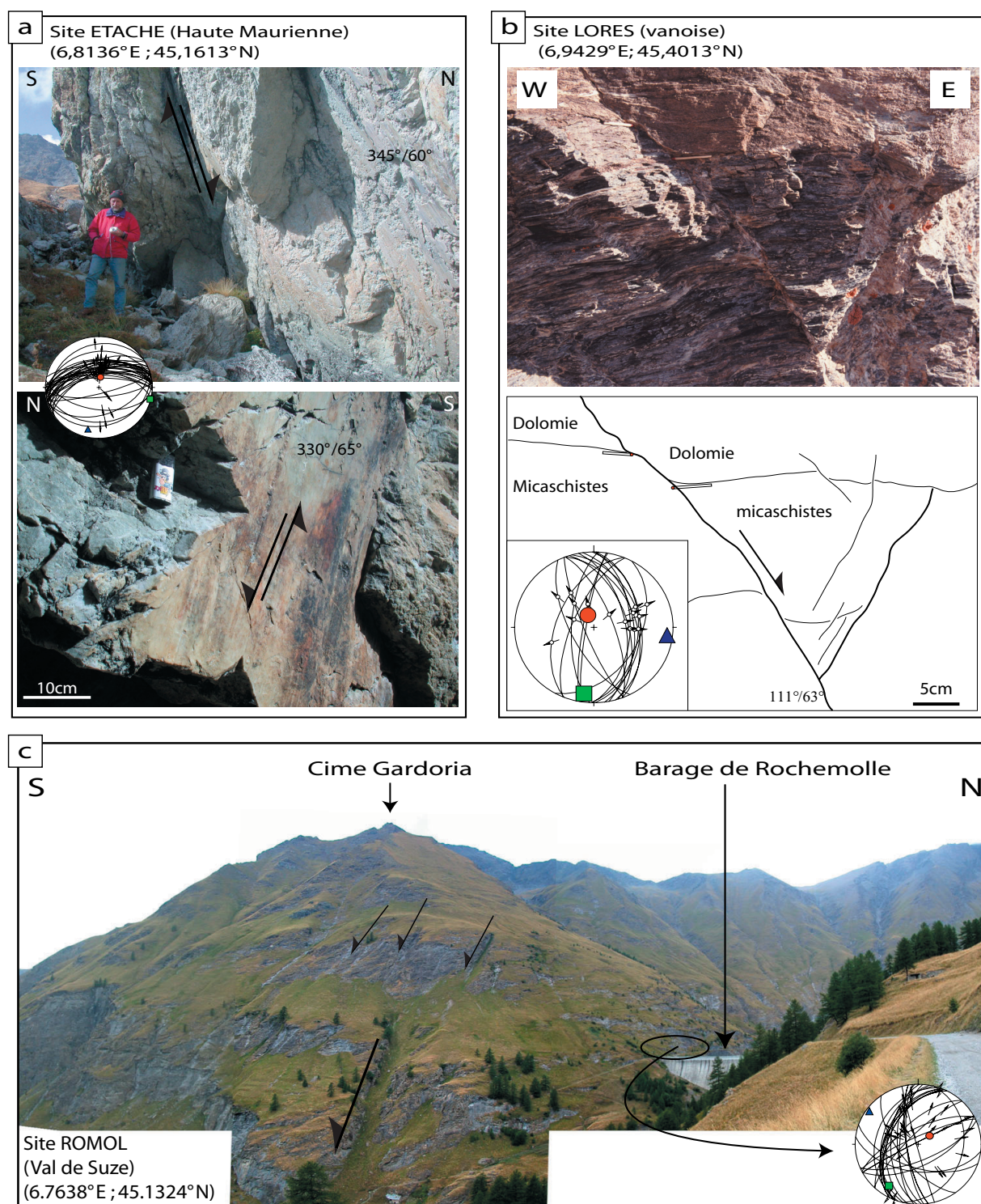


**Figure II.25:** Image satellite Landsat 5 de la Vanoise, de la Haute Tarentaise, de la Maurienne et du Val de Suze. Source <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid>.

### 1) Analyse de la fracturation dans la région Vanoise-Maurienne

La figure II.26 présente trois affleurements dans la zone Vanoise-Maurienne. Une belle fracturation normale est illustrée par la figure II.26a, avec des failles orientées E-W, principalement à pendage vers le Nord, en rive gauche de la Haute-Maurienne (Val d'Etache). Cette fracturation est importante, et se présente sous la forme de plans très lisses, rouges à ocres, sur lesquels le sens de la strie est souvent difficile à déterminer. Les plans ne présentent pas de minéralisations (excepté d'hématite), et les linéations sont mécaniques (griffures). Le tenseur calculé à partir de cette fracturation présente un axe d'extension N-S. La figure II.26b montre deux failles normales conjuguées qui décalent la limite socle-couverture de 10 cm environ : des dolomies triasiques surmontent des micaschistes. La déformation extensive affecte sans distinction le socle et la couverture. Cet affleurement est situé au cœur du massif de la Vanoise, et le tenseur calculé est extensif, avec un axes  $\sigma_3$  orienté E-W. Le panorama du Barrage de Rochemolle, au fond du Val de Suze (figure II.26c) illustre la fracturation typique à l'échelle du massif dans les Schistes lustrés. Cette fracturation normale affecte une grande épaisseur de roche, mais l'absence de niveaux repères ne permet pas d'estimer le déplacement vertical le long de ces failles. Le tenseur calculé à partir des mesures prises au bord du barrage présente une direction d'extension NW-SE. La figure II.27 illustre également la fracturation normale dans le massif de la Vanoise, dans les Schistes lustrés crétacés (figure II.27b, à proximité du col de l'Iseran), et dans les dolomies triasiques (figures, II.27a, massif de la Vanoise). Ces exemples montrent une fracturation assez importante, s'exprimant par des failles déca- à hectométriques, orientées E-W, avec des décalages verticaux d'une dizaine de mètres accompagnant une extension N-S.

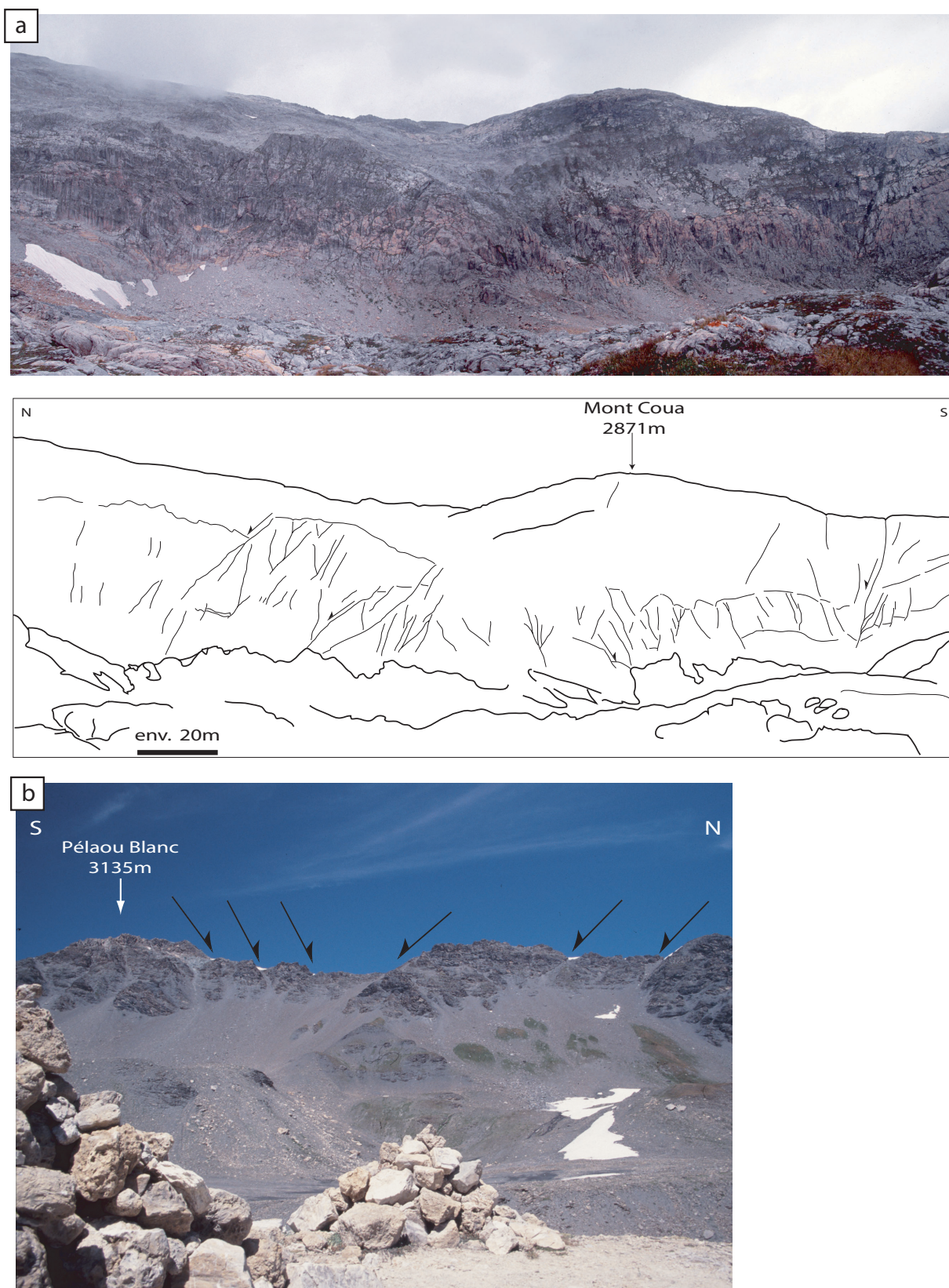




**Figure II.26:** Différents exemples de la fracturation observée dans la zone «Vanoise».

- a) Grande faille normale E-W dans le Val d'Etache (Haute Maurienne, rive gauche) et détail de l'apparence du plan, très lisse, rouge, avec de très fines griffures mécaniques. Le tenseur associé est nettement extensif, avec une direction d'axe  $\sigma_3$  orientée N-S.
- b) Failles normales N-S conjuguées décalant le toit du socle d'une dizaine de cm ; le contact entre les dolomies ocre, en haut (Traisiques) et les micaschistes gris, en bas est souligné par des allumettes. Cette fracturation est liée à un champs de contraintes extensif, d'orientation E-W.
- c) Fracturation à grande échelle près du barrage de Rochemolles (Val de Suze). Les failles normales, exprimées dans le versant présentent une signature typique des Schistes lustrés, qui a également été observée à proximité du Col de l'Iseran (site NEIGE) ainsi qu'en rive gauche de la Haute-Maurienne (site RIBON par exemple). Le tenseur calculé à partir de failles mesurées en rive droite du barrage est extensif, avec une direction d'axe  $\sigma_3$  NW-SE.





**Figure II.27:** Différents exemples de la fracturation observée dans la zone «Vanoise».

- a) Photo panoramique et son interprétation d'un banc dolomitique recoupé et décalé par de nombreuses failles normales, de rejet métrique à décimétrique, au cœur du massif de la Vanoise (au Nord de la pointe des Fours).
- b) Failles normales découpant la crête du Pélaou Blanc (au SW du col de l'Iseran, entre les vallées de la Tarentaise et de la Maurienne), constituée de lambeaux ophiolithiques emballés dans les Schistes lustrés. Les failles ont également des rejets décimétriques. Aucune mesure n'a été possible sur cette crête à cause de l'aimantation des roches.



2) Article prêt à être soumis au *B.S.G.F.*

**Fracturation régionale distensive dans des dépôts quaternaires de  
Lanslebourg (Savoie, France)**

Jean-Daniel Champagnac\*, Bastien Delacou\*, Pierre Tricart #, Christian Sue\*, Martin Burkhard\* et Cécile Allanic\*

\* Institut de géologie, Université de Neuchâtel

# LGCA, Université de Grenoble

Contact:

Jean-Daniel Champagnac  
Institut de Géologie  
Rue Argand 11  
CH-2007 Neuchâtel

Tel : (+41) 32 718 26 57

Fax : (+41) 32 718 26 01

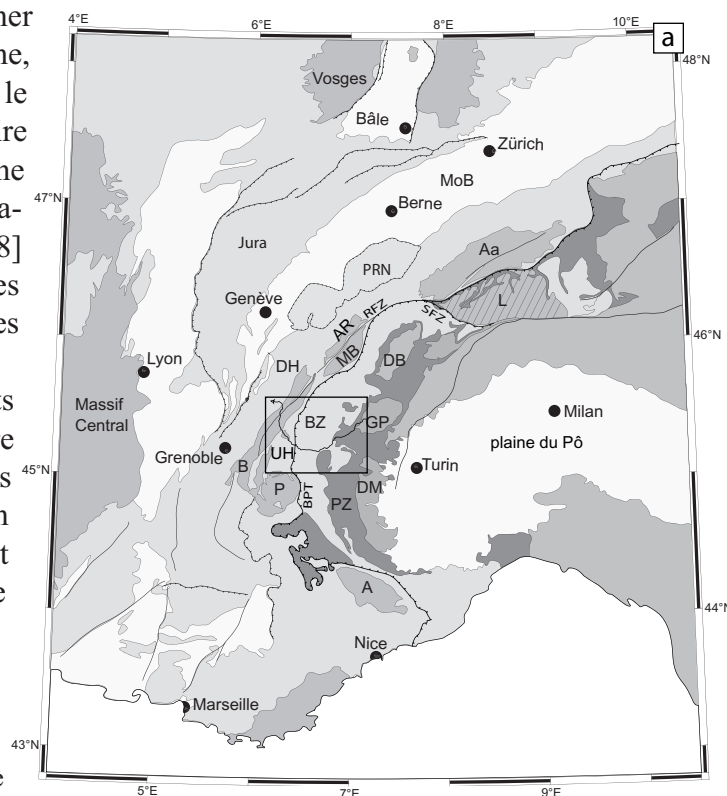
Jean-Daniel.Champagnac@unine.ch\_



## Introduction

Depuis une dizaine d'année, l'étude des structures tectoniques alpines ne porte plus uniquement sur les structures compressives (nappes, plis, chevauchements ...) ; un intérêt croissant est donné aux structures extensives, particulièrement développées dans les zones internes. En effet, leur importance sur l'évolution tardive des Alpes occidentales a été montrée localement [Mancktelow 1992, Seward & Mancktelow 1994, Aillères et al. 1995, Cannic et al. 1999, Sue & Tricart 1999, Rolland et al. 2000] puis à plus grande échelle [Bistacchi et al. 2000, Champagnac et al. 2003a, Sue & Tricart 2003, Champagnac et al. 2004, Schwartz et al. 2004]. Parallèlement, le lien entre la déformation cassante néogène et la déformation active (sismogène et géodésique) reste problématique. Les indices de déformations quaternaires sont rares et visibles surtout en domaine externe ou péri-alpin [Goguel 1969, Bordet 1970, Arlhac et al. 1987, Dubar & Perez 1989, Blès & Gros 1991, Sauro & Zampieri 2001, Dutour et al. 2002, Giamboni et al. 2004, Persaud & Pfiffner 2004, Eckardt et al. ?]. En domaine interne, Carraro et al. [1994] ont observé dans le Val d'Aoste une déformation quaternaire interprétée comme l'expression d'une faille majeure sénestre (faille d'Aosta-Ranzolla). Plus au Sud, Sue [1998] décrit également des structures cassantes extensives et décrochantes interprétées comme très récentes.

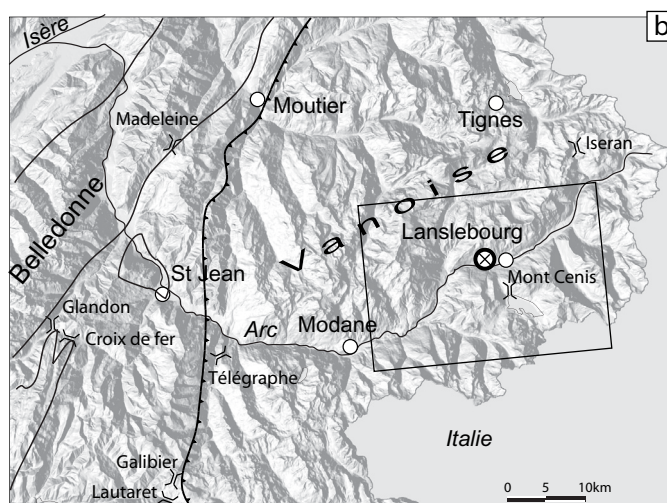
Au cœur de la chaîne, des dépôts datés de la dernière glaciation quaternaire (Würm) [Fudral et al. 1994] sont affectés par une fracturation extensive bien exprimée; nous montrons qu'elle est cohérente avec la fracturation régionale dans les Schistes lustrés.



**Figure 1:** cadre géographique et géologique de l'étude.

a) Schéma structural des Alpes occidentales et centrales, ainsi que de l'avant pays : **A**: Argentera ; **Aa**: Aar ; **AR**: Aiguilles Rouges ; **B**: Belledonne ; **BPT**: Chevauchement pennique basal ; **BZ**: zone Briançonnaise ; **DB**: nappe de la Dent Blanche ; **DH**: zones Dauphinoises et Helvétiques ; **DM**: Dora Maira ; **GP**: Gran Paradiso ; **L**: Dôme Lépointin ; **MoB**: bassin molassique ; **MB**: Mont Blanc ; **PZ**: Schistes lustrés Piémontais ; **P**: Pelvoux ; **PRN**: nappes préalpine ; **RFZ**: zone de faille du Rhône ; **SFZ**: zone de faille du Simplon ; **V**: Vanoise.

b) Modèle numérique de terrain de la Savoie, localisation des principaux massifs et cols routiers. Le cercle gras indique l'emplacement de l'affleurement étudié dans cet article.



## Cadre géologique

La vallée de la Maurienne recoupe d'Est en Ouest une grande partie des unités alpines (Fig. 1). L'arc prend sa source dans le socle du Grand-Paradis, et se jette dans l'Isère entre les Massifs Cristallins Externes (Belledonne) et les chaînons subalpins (Bauges). Notre zone d'étude se situe dans les Schistes lustrés piémontais; ce sont les sédiments de l'océan Liguro-piémontais, métamorphisés dans le faciès des schistes bleus et des éclogites et rétrotransformés dans les faciès des amphibolites et des schistes verts. La déformation ductile, compressive puis localement extensive est complexe et multiphasée, n'est pas le sujet de cet article ; voir par exemple Deville et al. [1987] et Rolland et al. [2000] pour plus de détails. Elle est reprise tardivement par une déformation cassante, principalement extensive, qui s'exprime dans tout le domaine interne [Bistacchi et al. 2001, Champagnac et al. 2003a, Sue & Tricart 2003, Champagnac et al. 2004, Grosjean et al. 2004]. Cette extension traduit un axe de paléocontraintes minimum ( $\sigma_3$ ) orienté parallèlement aux structures alpines [Champagnac et al. 2003a, 2004]. Une partie moins importante de la déformation cassante s'exprime en Maurienne par des décrochements tardifs, ainsi que par une direction d'extension E-W [Champagnac et al. 2003b], c'est à dire perpendiculaire aux structures alpines. La sismotectonique révèle que la déformation actuelle en domaine interne présente des directions d'extension perpendiculaires aux structures alpines, radiales à l'arc [Eva et al. 1998, Delacou et al. 2003]. L'inversion des données sismotectoniques montre également des directions d'axe  $\sigma_3$  perpendiculaires à la chaîne [Delacou et al. 2004, Delacou 2005]. Cette analyse reste cependant mal contrainte dans les zones faiblement sismiques, comme c'est le cas en Maurienne. Néanmoins, les directions d'axes T observées dans les zones proches et sismiquement actives (arc sismique Briançonnais en particulier [Rothé 1941]) nous permettent de conclure à une direction d'extension radiale dans tout l'arc interne. L'observation de dépôts très récents, affectés par une fracturation importante peut nous permettre de mieux comprendre le passage entre le(s) paléochamp(s) de contraintes et le champ de contrainte actuel.

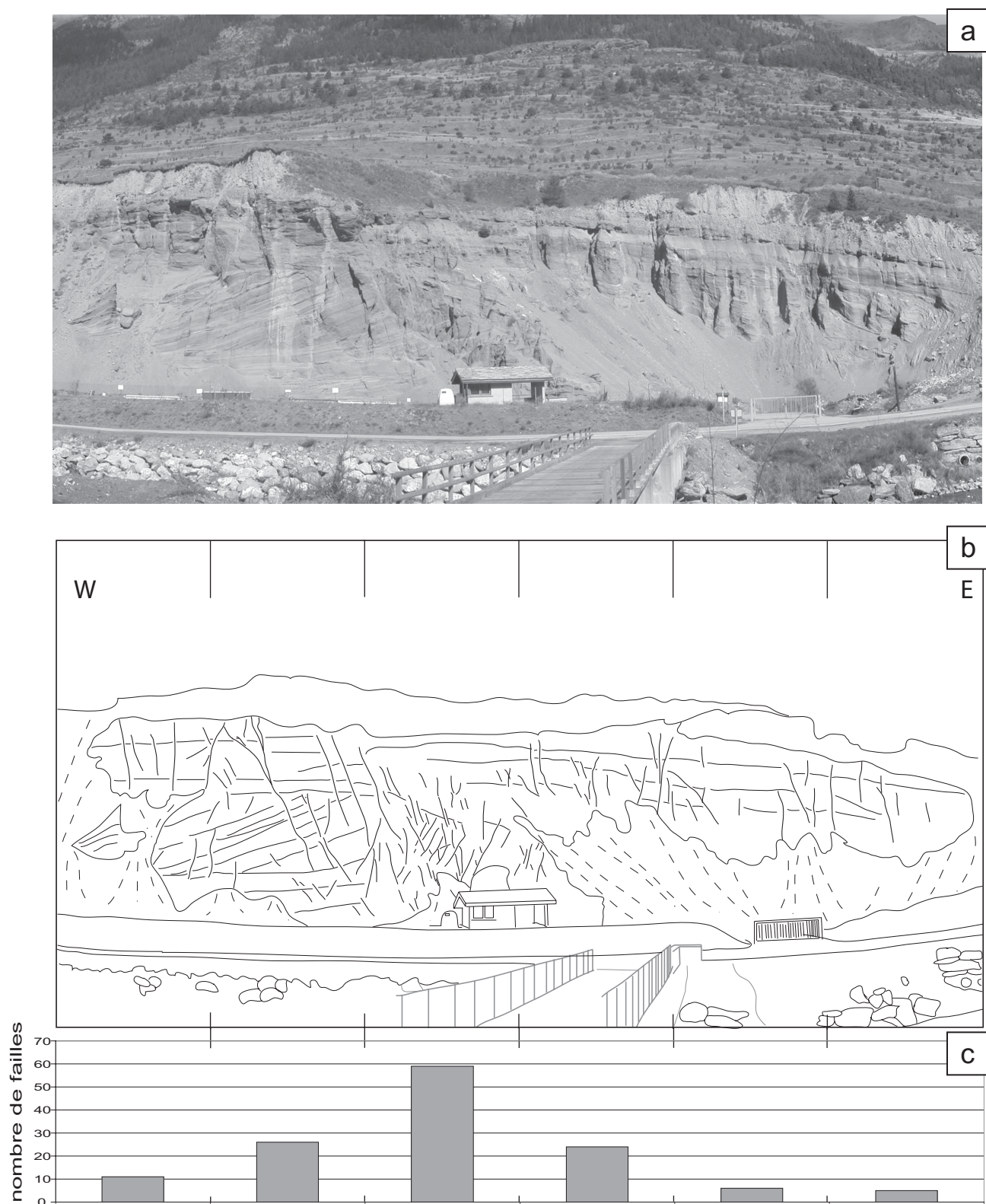
### Observations de l'affleurement

#### 1) Aspects sédimentologiques

La carrière des Contamines est située en rive droite de l'Arc, à 1 km environ en aval de Lanslebourg. Elle est large d'une cinquantaine de mètres, pour une hauteur d'affleurement de 20 m environ (fig. 2). Elle montre, du bas vers le haut [Fudral et al. 1994] :

- des silts et argiles laminés de fond de lac ;
- des sables gris et petits galets inclinés de 30 degrés vers la vallée, à grano-décroissance normale, très peu indurés;
- des graviers et des galets de taille inférieure à 5 cm, à enduit ferrugineux ; ils constituent le sommet de la série lacustre ;
- des alluvions fluviales à fluvio-glaciaire plus grossières à litage horizontaux, plus ou moins agglomérés ;
- une moraine de fond, bien indurée.

La pile sédimentaire observée dans la carrière résulte donc du remplissage glacio-lacustre, lacustre puis fluvio-glaciaire d'un lac pro-glaciaire au cours de la déglaciation würmienne [Fudral et al. 1994]. Ce remplissage a été recouvert par une faible récurrence glaciaire et la moraine qui y est associée. Ce passage glaciaire, postérieur à l'optimum glaciaire du Würm, a affecté en profondeur les structures sédimentaires précédemment acquises. En effet, nous avons pu observer un cisaillement dans les galets de moraine (sur un bloc tombé, donc non orienté), ainsi que des figures de charge (expulsion de sédiments fins gorgés d'eau, vers le haut), cisailées



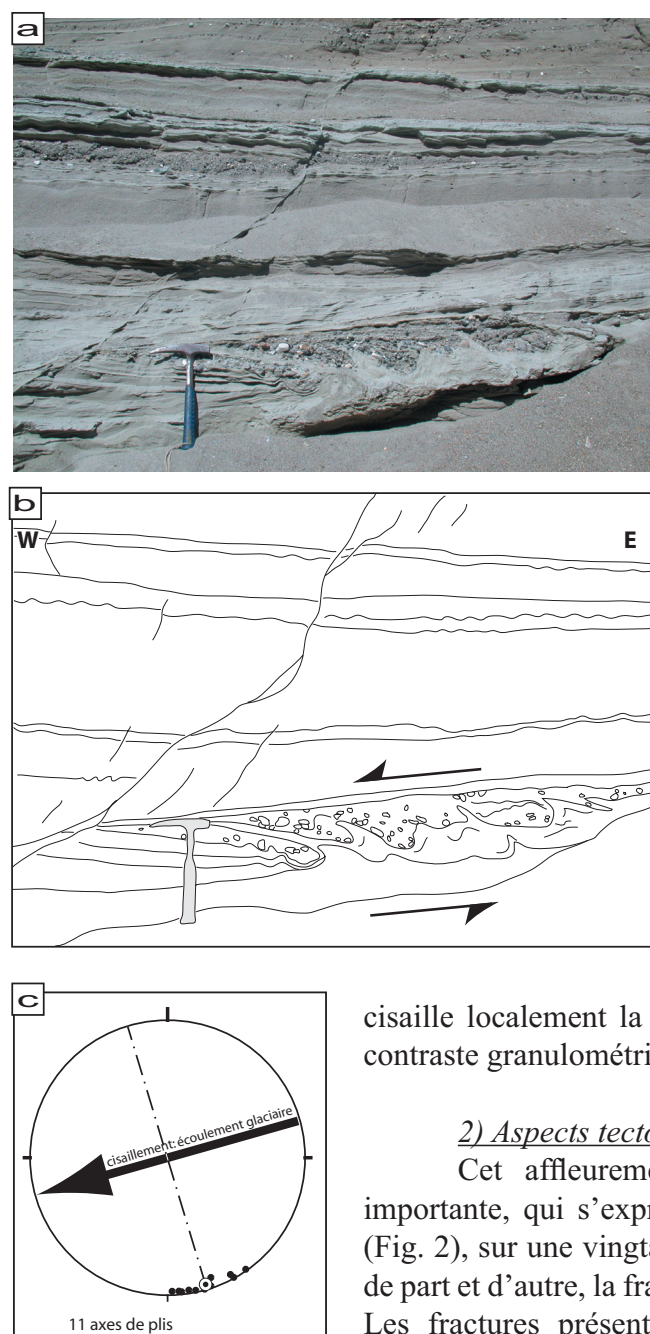
**Figure 2:** la carrière des Contamines, à Lanslebourg (Haute Maurienne).

a) Photo panoramique de la carrière des Contamines, en aval de Lanslebourg, rive droite de l'Arc.

b) Schéma interprétatif de la photo ci-dessus. Nous avons particulièrement souligné les stratifications (traits fins) et les failles (traits épais).

c) Histogramme de la densité de la fracturation dans 6 zones d'égale largeur. On remarque que malgré une hauteur d'affleurement moins grande, la troisième zone (au dessus de la cabane) présente une fracturation beaucoup plus importante.





**Figure 3:** Structure de charge et de cisaillement.

a) et b) Structure de charge cisailée vers la gauche de l'image. On remarque que la grande faille à faible rejet à gauche n'est pas affectée par le niveau cisailé.

c) Représentation des axes de plis mesurés sur différentes figures d'échappement (canevas de Schmidt, hémisphère inférieure). Les axes sont bien groupés autour d'un meilleur axe orienté N164, subhorizontal (cercle blanc et noir).

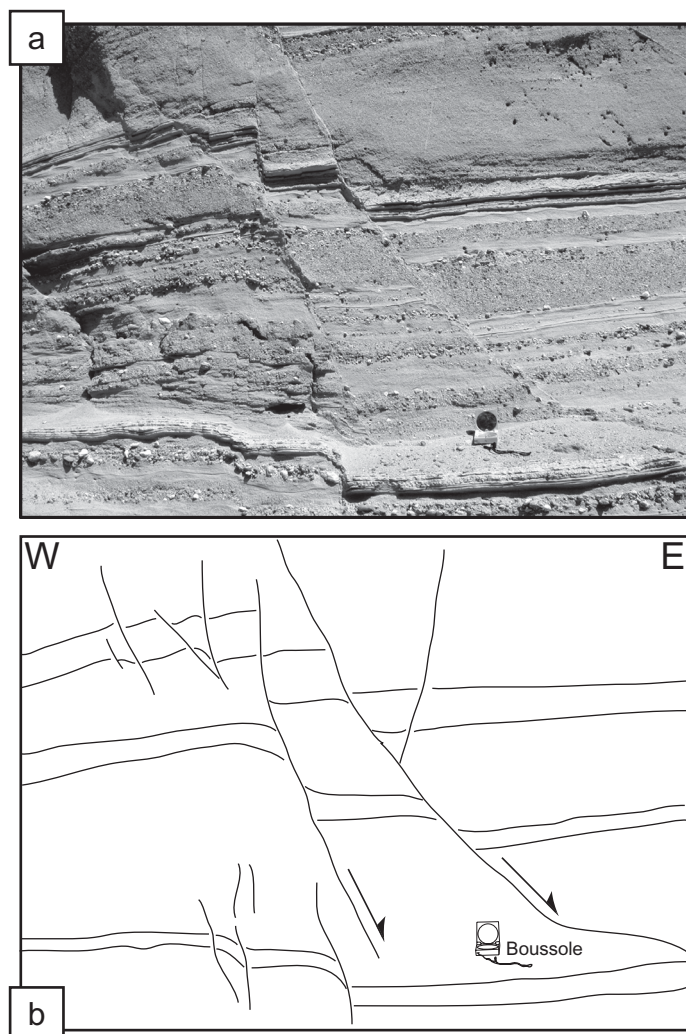
vers l'aval (Fig. 3). Ces cisaillements se localisent dans certains niveaux, de préférence au contact entre deux lits de granulométries très contrastées. Dans l'hypothèse d'un cisaillement modeste (pas de réorientation des axes de plis dans la direction de cisaillement), les plis d'entraînement (d'axe N164° subhorizontaux) indiquent une direction de transport vers l'WSW, c'est à dire dans la direction de l'aval. Ces structures sont donc liées d'abord au poids de la glace de la récurrence glaciaire s'appliquant sur une pile sédimentaire gorgée d'eau, puis au mouvement de cette glace, qui cisaille localement la pile sédimentaire dans des niveaux de fort contraste granulométrique et rhéologique.

## 2) Aspects tectoniques

Cet affleurement présente une fracturation localement importante, qui s'exprime en particulier au centre de la carrière (Fig. 2), sur une vingtaine de mètres. En s'éloignant de cette zone de part et d'autre, la fracturation diminue d'intensité, puis disparaît. Les fractures présentent des plans bien mesurables, soulignés par un mince film (quelques mm à 1 cm) de sable plus induré (probablement lié à une circulation de fluides). Aucune ligne (stries

ou fibres) n'est portée par ces plans, mais les décalages sont de types normaux, soulignés par des décalage très visibles (millimétrique à métriques) de la stratification (Fig. 4). Les failles ne sont pas affectées par les phénomènes cisailants liés à la surcharge et aux mouvements de la glace ; en effet, les failles recoupent ces niveaux cisailés sans être affectés par ceux-ci (Fig. 4). En outre, les plus grandes d'entre elles recoupent la moraine de fond située au sommet de la série. Nous disposons donc d'un âge maximal pour ces failles, contemporain à postérieur *au retrait* de la récurrence glaciaire, soit Pléistocène terminal [Ivy-Ochs et al. 2004].

Dans la zone fortement fracturée (Fig. 3), on retrouve une faille tous les 20 à 50 cm environ. Dans le reste de l'affleurement, les failles sont espacées de 1 à 5 mètres environ. L'histogramme de la densité de la fracturation (Fig. 2c) montre que la partie centrale de l'affleurement est nettement plus fracturée que ses bords. Cette disposition suggère le passage d'une grande faille, qui s'exprime dans ces dépôts meubles par une importante zone fracturée.



**Figure 4:** fracturation des dépôts fluvio-glaciaires

a) et b) Photo (et son interprétation) d'une série de failles normale décalant un niveau repère d'une vingtaine de centimètres. Nous avons pu observer des décalages de près de 2 mètres (rejet cumulé d'une dizaine de failles) de certains niveaux repères.

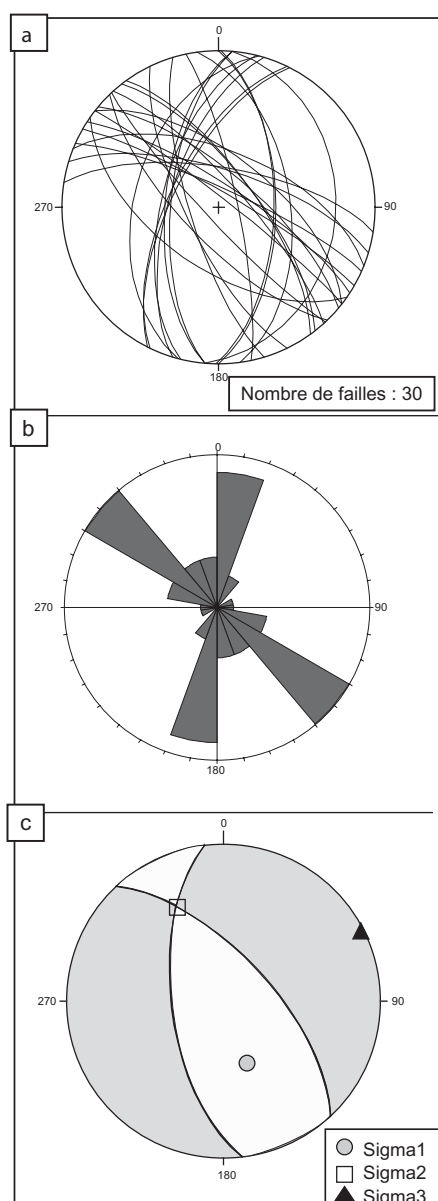
Les failles que nous avons pu mesurer ont un pendage de 50 à 80° (avec une moyenne de 67°) et se répartissent en deux familles (Fig. 5) qui forment des dièdres conjugués (ouverture moyenne = 62°), observés sur le terrain. En émettant l'hypothèse que ces failles aient une origine uniquement tectonique, nous avons déterminé le champ de contraintes associé à cette déformation (Fig. 5c). Pour chaque famille de failles, nous avons calculé le meilleur plan; nous avons également supposé que les vecteurs de mouvement soient orientés à 90° de l'intersection des deux plans [Anderson 1951], et appliqué la méthode des dièdres droits [Angelier & Mechler 1977]: la direction d'extension obtenue (fig.

5c) est N065°/01 (avec une direction de compression orientée N156°/54). Le calcul d'axe de déformation par «analyse dynamique-numérique» [Spang 1972, Sperner et al. 1993] donne un résultat similaire (extension orientée N063°/03, compression verticale orientée N181°/85). Selon ces différentes méthodes, la direction d'axe  $\sigma_3$  est stable, orientée ENE-WSW. Cette direction est perpendiculaire à l'axe des plis d'entraînement présentés plus haut (fig. 3).

Afin de comparer les directions de fracturation dans le dépôt holocène de Lanslebourg avec les directions de fracturation régionales, nous avons tout d'abord tracé une carte de linéaments. Ces linéaments ont été extraits d'une image Landsat (résolution 28.5 m) et du MNT IGN (résolution 50 m) de la Haute Maurienne. Une vérification sur le terrain a permis d'interpréter ces linéaments comme une expression de la fracturation, selon une méthode déjà employée dans le Valais [Champagnac et al. 2003a].

La carte obtenue (fig. 6a) montre des directions préférentielles d'orientation N-S à NNE-SSW, très bien exprimée sur toute la zone, ainsi que NW-SE, localement très présente. La représentation en histogrammes circulaires de ces directions (Fig. 6b) montre deux directions préférentielles, la première N-S à NE-SW, majoritaire et assez diffuse (qui englobe les directions N-S à NE-SW), et une seconde direction NW-SE, moins représentée mais mieux réglée. Ces deux directions correspondent aux directions mesurées dans la carrière des Contamines (Fig. 5b). En particulier, un linéament orienté NNE-SSW semble passer dans la carrière (Fig. 6). Cette similitude de direction peut impliquer deux choses :

- la fracturation visible en télédétection est récente (post-Würm)



**Figure 5:** analyse directionnelle de la fracturation des sédiments quaternaires

a) Représentation (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de failles. La lithologie ne nous a pas autorisé à observer des stries de mouvement sur ces plans.

b) Histogrammes circulaires des directions de plans de failles mesurés sur l’affleurement (intervalle 20°). Malgré l’abondance de failles observables, le caractère très friable du terrain ne nous a pas permis de mesurer plus d’une trentaine de plans fiables. Deux directions sont très bien individualisées, N-S et NW-SE et forment des dièdres conjugués.

Représentation du meilleur plan pour chaque famille et calcul du triaxe des contraintes (méthode des dièdres droits) après avoir attribué une strie fictive à 90° de l’intersection des deux plans. La direction d’extension obtenue est N65°.

- la fracturation observée dans la carrière des Contamines est d’origine tectonique.

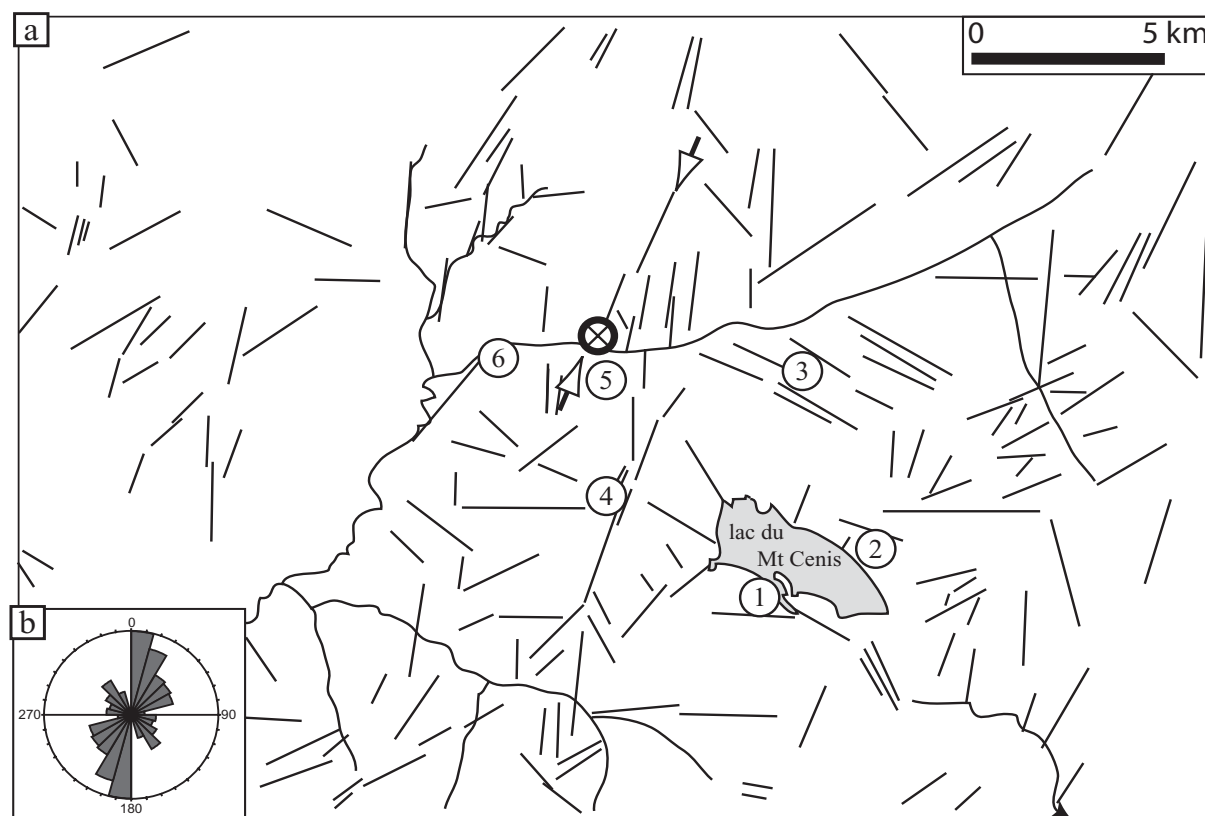
Pour étayer ces suppositions, les données mesurées dans la carrière ont été comparées avec celles recueillies dans le cadre d’une étude de fracturation plus vaste [Champagnac et al. submitted]. Les histogrammes circulaires de la Fig. 7a montrent les directions de failles mesurées sur les 6 sites les plus proches de la carrière des Contamines. Tous présentent au moins une des deux directions de fractures repérées par télédétection. Les failles sont orientées N-S à NNE-SSW (sites n° 1, 4 et 5) et NW-SE (sites n° 1, 2, 3, 6), avec quelques failles NE-SW (sites n° 6 ). Ceci montre que la fracturation à grande échelle correspond bien à la fracturation mesurée à l’affleurement. Les directions mesurées dans les Schistes lustrés, les dépôts fluvio-glaciaires de Lanslebourg et par télédétection présentent donc une bonne adéquation.

## Interprétations et discussion

### Hypothèse d’une origine «locale» de la fracturation

La présence de failles normales dans des dépôts fluvio-glaciaire est fréquemment observée; ces failles ont été décrites comme des figures gravitaires liées à une surcharge affectant un sédiment meuble [Brodzikowski et al. 1987, Carraro et al. 1994]. Elles sont également expliquées par la croissance en domaine péri-glaciaire de loupes de glace dans les sédiments encore gorgés d’eau, provoquant un poinçonnement vertical et une extension de la pile sédimentaire sus-jacente [McDonald & Shilts 1975]. La fonte de ces loupes accentuerait l’expression des failles normales, et leur présence dans une pile sédimentaire est utilisée comme un indice de l’origine fluvio-glaciaire de ce dépôt. Ces failles peuvent être liées (ou non) à une activité sismique [Beck et al. 1992]. Dans ce cas, les failles normales peuvent être parallèles à la vallée, et correspondent à des tassements vers la rivière (ou le torrent sous glaciaire), ou perpendiculaire à celle-ci et être l’expression de cisaillements liés au poids et aux mouvements de la glace. Dans le cas de la carrière des Contamines, l’orientation des axes de plis indique une direction de transport vers l’aval ; ces figures de cisaillement montrent que le mouvement de la





**Figure 6:** cartographie de la fracturation régionale

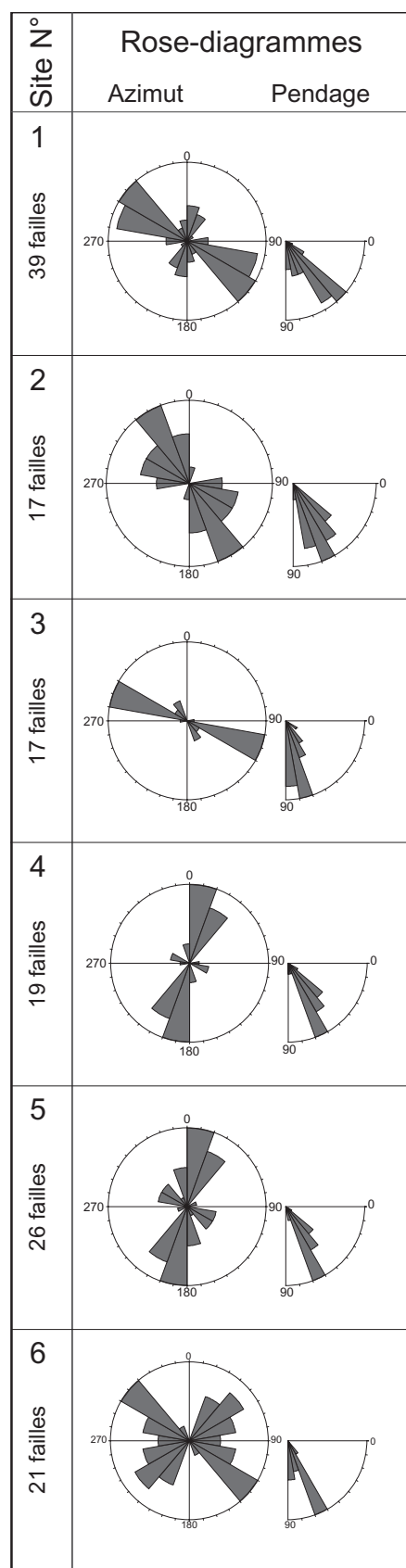
a) Tracé des linéaments (Image Landsat5 et MNT IGN) dans le région du Mont Cenis, localisation de la carrière des Contamines (cercle) et de 6 sites de mesures (couplets failles-stries) à proximité. Ces sites sont tous dans les Schistes lustrés (Calcschistes piémontais du Crétacé) et nous ont permis de comparer la fracturation régionale avec la fracturation dans les sédiments quaternaires. Les flèches indiquent la présence d'une faille importante qui semble recouper la carrière des Contamines.

Histogrammes circulaires des directions des linéaments observés dans la région du Mont Cenis. Une direction NS à NE-SW assez diffuse et une direction NW-SE s'individualisent bien. Cette fracturation est comparable à celle mesurée dans les sédiments quaternaires (Fig. 5).

glace a affecté les sédiments en profondeur. L'orientation de la direction d'extension déterminée par la méthode des dièdres droits (fig. 5) est également parallèle à la vallée. La présence d'un cisaillement important à l'interface glace/moraine peut en effet provoquer une déformation en failles normales. Ces indications peuvent suggérer que les failles normales observées ont pour origine une dynamique glaciaire, locale, sans lien avec le contexte tectonique. La présence de failles qui recoupent les structures de charge cisailées indique que la fracturation est postérieure au mouvement du glacier. Dans ce cas, le cisaillement lié à la glace ne peut pas être la cause de la fracturation.

#### Hypothèse d'une origine «régionale» de la fracturation

Les failles mesurées dans la carrière des Contamines (fig. 5) présentent une bonne cohérence régionale avec les failles mesurées à l'affleurement dans les Schistes lustrés (fig. 7). L'orientation générale est également comparable à l'orientation des failles déterminées par télédétection (fig 6), en particulier avec un grand linéament qui semble passer par la carrière. De plus, la concentration de la fracturation au centre de l'affleurement (fig 2) indique le passage probable d'une faille majeure. Cette faille affecte les dépôts morainiques du sommet de la



**Figure 7:** analyse directionnelle de la fracturation des Schistes lustrés  
Histogrammes circulaires des directions de fractures dans les Schistes. Voir le texte pour la discussion de ces données.

pile sédimentaire. Cette similitude d'orientation, et la compatibilité avec le champ de contrainte calculé dans 6 sites autour de la carrière indique une vraisemblable relation entre la fracturation régionale et la fracturation dans les dépôts fluvio-glaciaires. Si tel est le cas, la fracturation qui affecte les dépôts quaternaires de la carrière des Contamines est d'origine tectonique, en réponse au champ de contrainte régional. Par ailleurs, la direction de fracturation indique une extension N065°, perpendiculaire aux structures alpines, et en adéquation avec les directions d'extension sismiques [Delacou et al. 2004]. Ces résultats indiqueraient que le champ de contrainte alpin actuel est le même depuis environ 15000 à 20000 ans.

### Conclusions

Les failles normales observées et mesurées dans la carrière des Contamines peuvent avoir une origine locale, liée à une dynamique glaciaire, ou régionale, liée au champ de contraintes à l'échelle des Alpes. La difficulté pour déterminer l'origine de cette déformation provient de la similitude de directions du flux glaciaire (vers l'aval) et de la direction d'extension alpine actuelle : toutes les deux sont orientées E-W. Les arguments en faveur d'une origine tectonique de la fracturation n'excluent pas la possibilité d'une déformation sous-glaciaire liée aux poids et aux mouvements de la glace, ainsi qu'à des déformations liées à la croissance de loupes de glace dans le sédiment. Dans ce cas, l'orientation de la fracturation serait liée au champ de contrainte régional, mais la présence de failles normales serait induite par la dynamique glaciaire.

## Références

- AILLÈRES, L., BERTRAND, J., MACAUDIÈRE, J. & CHAMPENOIS, M. 1995: New structural data from the "Zone Houillere Briançonnaise" (French Alps), nealpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science* 321, 247-254.
- ANDERSON, E. M. 1951: The dynamics of faulting. *Ed. Oliver et Boyd, 2nd ed., Edinburgh*, 206.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France* 7(XIX), 1309-1318.
- ARLHAC, P., GERAUD, Y., RAYNAUD, S. & TERRIER, M. 1987: Neotectonique dans les terrains quaternaires de la Basse Durance (France): premiers résultats. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science* 304(16), 1019-1024.
- BECK, C., ROCHETTE, P. & TARDY, M. 1992: Interprétation en terme de paléosismicité de niveaux déstructurés intercalés dans des rythmites lacustres quaternaires des Alpes Nord-occidentales. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science* 315, 1525-1532.
- BISTACCHI, A., EVA, E., MASSIRONI, M. & SOLARINO, S. 2000: Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology. *J. Geodyn.* 30, 205-228.
- BISTACCHI, A., DAL PIAZ, G. V., MASSIRONI, M., ZATTIN, M. & BALESTRIERI, M. L. 2001: The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene- Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps. *Int. J. Earth Sci.* 90(3), 654-667.
- BLÈS, J. L. & GROS, Y. 1991: Stress field changes in the Rhone Valley from the Miocene to the Present. *Tectonophysics* 194(3), 265-277.
- BORDET, P. 1970: Les failles vivantes du massif des Grands Moulins (Massif cristalin externe de Belledonne). *Géologie Alpine* 46, 43-47.
- BRODZIKOWSKI, K., KRYSZKOWSKI, D. & VAN LOON, A. J. 1987: Endogenic processes as a cause of penecontemporaneous soft-sediment deformations in the fluviolacustrine Czyow series (Kleszczow Graben, central Poland). In: *Deformation of sediments and sedimentary rocks* (edited by Jones, M. E. & Preston, R. M. F.). Geological Society Special Publication, London.
- CANNIC, S., MUGNIER, J.-L. & LARDEAUX, J.-M. 1999: Neogene extension in the Western Alps. *Memorie di Scienze Geologiche, Padova* 51(1), 33-45.
- CARRARO, F., GUIBAUDO, G., GIARDINO, M. & PEROTTO, A. 1994: Intense deformazioni in depositi fluvioglacistri olocenici nella media valle d'Aosta. *Atti Tic. Sc. Terra* 1, 123-136.
- CHAMPAGNAC, J. D., SUE, C., DELACOU, B. & BURKHARD, M. 2003a: Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais). *Eclogae Geol. Helv.* 96, 325-338.
- CHAMPAGNAC, J. D., SUE, C., DELACOU, B., TRICART, P. & BURKHARD, M. 2003b: Late alpine brittle extension in the internal zone of the Northwestern Alps. In: *1st Swiss Geological Meeting, Basel*.
- CHAMPAGNAC, J. D., SUE, C., DELACOU, B. & BURKHARD, M. 2004: Brittle deformation in the inner northwestern Alps : from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova* 16(4), 232-242.
- CHAMPAGNAC, J. D., SUE, C., DELACOU, B., TRICART, P., ALLANIC, C. & BURKHARD, M. submitted: Miocene orogen-parallel extension in the inner Western Alps revealed by dynamical fault analyses. *Tectonics*.
- DELACOU, B., SUE, C., CHAMPAGNAC, J. D. & BURKHARD, M. 2003: Contrasted tectonics of the Western Alps: A seismotectonic overview. In: *EGS-AGU-EGU Joint Assembly, Nice*.
- DELACOU, B., SUE, C., CHAMPAGNAC, J. D. & BURKHARD, M. 2004: Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.* 158, 753-774.
- DELACOU, B. 2005: Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin ; approche seismotectonique et modélisation numérique. Ph.D. Neuchâtel.
- DEVILLE, E. 1987: Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales, Savoie). De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléomarge européenne et de l'océan théthysien : aspects stratigraphique, pétrographiques et tectoniques. Ph.D. thesis, Université de Savoie. 257, Chambéry.
- DUBAR, M. & PEREZ, J.-L. 1989: Néotectonique quaternaire en bordure de l'arc subalpin de Nice. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science* 308(2).
- DUTOUR, A., PHILIP, H., JAURAND, E. & COMBES, P. 2002: Mise en évidence de déformation en faille



- invers avec rupture de surface cosismique dans les dépôts colluviaux würmien du versant nord du Mont Ventoux (Provence occidentale, France). *Comptes Rendus Geoscience* 334, 849-856.
- ECKARDT, P., FUNK, H., LABHART, T., FISCHER, W. & GUBLER, E.?: Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone linie.
- EVA, E., PASTORE, S. & DEICHMANN, N. 1998: Evidence for ongoing extensional deformation in the Western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *J. Geodyn.* 26(1), 27-43.
- FUDRAL, S., DEVILLE, E., NICOUD, D., POGNANTE, U., GUILLOT, P. L., JAILLARD, E., J.E., M. & TOURY-LEROUGE, A. 1994: Carte géologique de la France, feuille Lanslebourg-Mont D'ambin (776), notice explicative, 94 pp. B.R.G.M., Orléans.
- GIAMBONI, M., USTASZEWSKI, K., SCHMID, S. M., SCHUMACHER, M. E. & WETZEL, A. 2004: Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structure in Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France). *Int. J. Earth Sci.* 93, 207-223.
- GOGUEL, J. 1969: Des failles d'âge Quaternaire à Peisey (Savoie). *Bull. Soc. géol. France* 7(XI), 35-39.
- GROSJEAN, G., SUE, C. & BURKHARD, M. 2004: Late Neogene brittle extension in the vicinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.* 97, 33-46.
- IVY-OCHS, S., SCHÄFER, J., KUBIK, P. W., SYNAL, H. A. & SCHLÜCHTER, C. 2004: Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.* 97, 47-55.
- MANCKTELOW, N. S. 1992: Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps : Evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics* 215, 295-317.
- MCDONALD, B. C. & SHILTS, W. W. 1975: Interpretation of faults in glaciofluvial sediments. In: Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation (edited by Jopling, A. V. & McDonald, B. C.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- PERSAUD, M. & PFIFFNER, O. A. 2004: Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics* 385(1-4), 59-84.
- ROLLAND, Y., LARDEAUX, J. M., GUILLOT, S. & NICOLLET, C. 2000: Syn-convergence extension, vertical pinching and contrasted metamorphic units on the western edge of the Gran Paradise massif (French-Italian Alps). *Geodinamica Acta* 13(2-3), 133-148.
- ROTHÉ, J. P. 1941: Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales. *Annales de l'Institut de Physique du Globe, Strasbourg* 3, 1-105.
- SAURO, U. & ZAMPIERI, D. 2001: Evidence of recent surface faulting and surface rupture in the Fore-Alps of Veneto and Trentino (NE Italy). *Geomorphology* 40(3-4), 169-184.
- SCHWARTZ, S., LARDEAUX, J. M., POUPEAU, G., TRICART, P. & LABRIN, E. 2004: New apatite and zircon fission-tracks data in the Piemontese zone of Western Alps: tectonic consequences. *Tectonophysics* in press.
- SEWARD, D. & MANCKTELOW, N. S. 1994: Neogene kinematics of the central and western Alps : Evidence from fission-track dating. *Geology* 22, 803-806.
- SPANG, J. H. 1972: Numerical Method for Dynamic Analysis of Calcite Twin Lamellae. *Geol. Soc. amer. Bull.* 83(1), 467- 472.
- SPERNER, B., OTT, R. & RATSCHBACHER, L. 1993: Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation. *Computers & Geosciences* 19(9), 1361-1388.
- SUE, C. 1998: Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes-Approche structurale et sismologique. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier. 299, Grenoble.
- SUE, C. & TRICART, P. 1999: Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 92(2), 171-181.
- SUE, C. & TRICART, P. 2003: Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* 22(5).

## IV Discussion

*Ce chapitre discute de deux points importants qui découlent des résultats présentés dans cette partie. Le premier point concerne la notion de permutation de contraintes, permettant de modifier la direction d'extension de 90° (sans rotations), ou le passage d'un régime extensif à un régime décrochant, avec une direction d'axe  $\sigma_3$  fixe. Le deuxième point concerne l'âge de la fracturation. Bien que ne disposant pas de datations absolues, certaines indications permettent de délimiter un intervalle de temps probable, dans lequel une chronologie relative peut prendre place.*

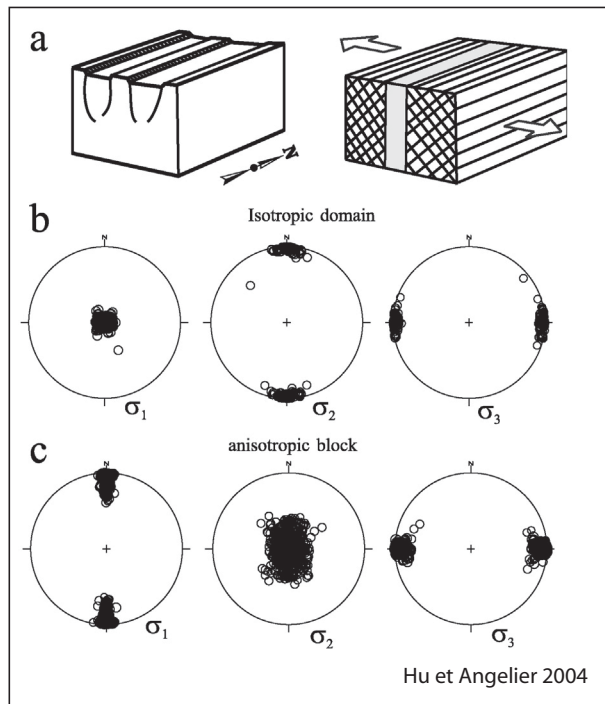
### 1) Permutations des contraintes

L'analyse à différentes échelles de la fracturation des Alpes nord-occidentales internes se base sur plus de 200 tenseurs de paléocontraintes, calculés à partir d'environ 4000 plans striés. La stabilité générale de l'axe  $\sigma_3$  est remarquable, et il est globalement parallèle à la chaîne (figures II.2c, II.22c, II.23, T2d, T6c et T6d). Cependant, il semble également pouvoir s'orienter à 90° des structures alpines, comme c'est le cas pour un petit nombre de tenseurs, particulièrement au Sud. Pour expliquer ces variations, on peut envisager des permutations entre  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  (passage de l'extension au décrochement avec  $\sigma_3$  stable), et entre  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  (passage d'une extension parallèle à la chaîne à une extension perpendiculaire à celle-ci). Cette explication avait déjà été proposée par Sue [1998] et Sue et Tricart [2003], pour expliquer l'extension multidirectionnelle observée dans le Sud de l'arc alpin, suivie par un régime décrochant.

Cette interprétation doit être complétée sur la base de nos nouvelles observations. En effet, une extension multidirectionnelle, avec un faible rapport  $\Phi$  ne semble pas permettre la grande stabilité de l'axe  $\sigma_3$  que l'on observe dans tout l'arc alpin. De plus, la chronologie relative entre décrochement et extension est inverse entre le Valais et le reste de l'arc. Il a été récemment proposé [Agard et al., 2003] que les deux directions d'extension observées dans les Schistes lustrés du Queyras (E-W et N-S) soit issues de rotations de blocs importantes, dans un champ de contrainte constant. Si les rotations nécessaires pour ce modèle sont documentées au front de l'arc interne [e.g. Collombet et al., 2002], les mouvements importants aux limites des blocs en rotation ne sont pas contraints par la géologie. D'autres mécanismes doivent être invoqués pour expliquer cette disposition des axes de contraintes.

L'état de contrainte, dans la croûte épaissie d'un orogène dépend de l'intensité des forces aux limites (principalement liée aux taux de convergence) et des forces internes qui tendent à s'opposer à l'épaississement (forces de volume et gravitaires). Cet équilibre dynamique (et le champ de contrainte associé) varie au cours du temps et de la position dans le prisme orogénique. La géométrie du prisme lithosphérique alpin est complexe (figure I.5) avec deux poinçons mantelliques [e.g. Nicolas et al., 1990; Ménard et al., 1991; Roure et al., 1996; Paul et al., 2001] et le champ de contraintes varie en fonction de la position dans ce prisme. En particulier, la compression est active au cours du Miocène en zone externe, alors qu'une importante extension est observée dans les zones internes, comme cela a été montré en particulier dans le Briançonnais [Sue and Tricart, 2002; Tricart et al., 2004] et dans le Valais [Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994].

L'axe  $\sigma_1$  est donc horizontal en profondeur pour transmettre le champ de contrainte compressif entre le poinçon Apulien et les domaines externes européens. En même temps, et plus près de la surface (ou plus tard, pour une roche donnée), on passe (de manière discrète ?, ou continue ?) à un régime extensif, avec un axe  $\sigma_1$  vertical ; cette transition se fait par un



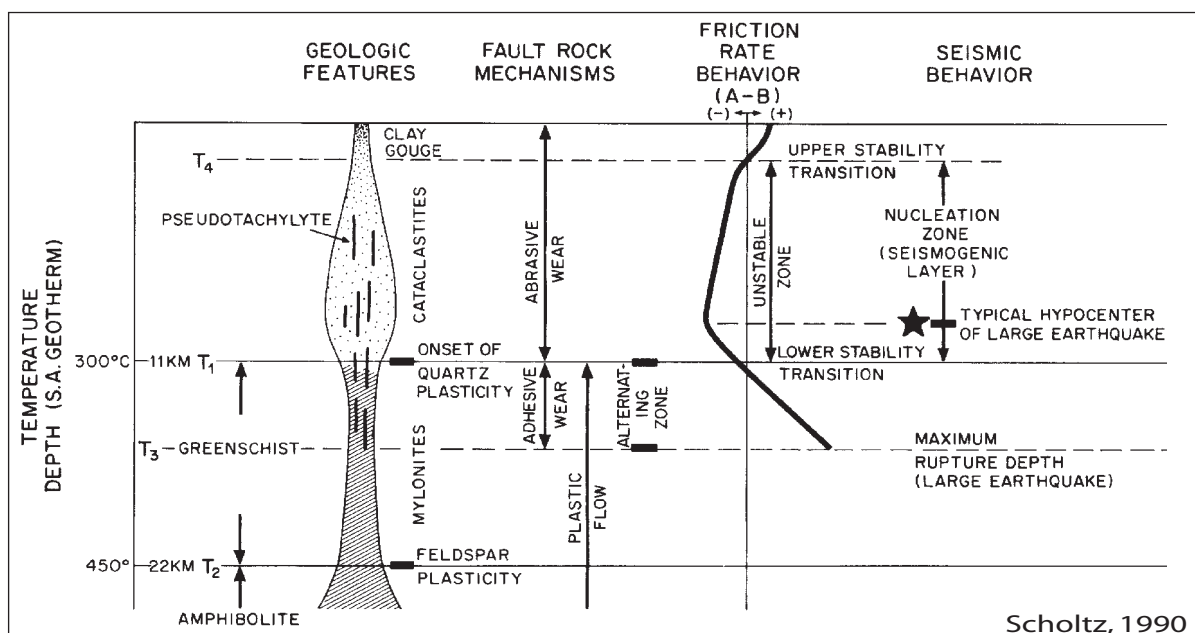
**Figure II.28:** Modélisation numérique du rôle des anisotropies sur les permutations de contraintes en régime extensif [Hu and Angelier, 2004].

- a) Conditions aux limites et position de la zone de faiblesse (en gris).  
 b) Contraintes dans la zone résistante, isotrope (en hachure sur la figure a); les contraintes «mesurées» sont comparables aux contraintes aux limites.  
 c) Contraintes dans la zone anisotrope (en grisé sur la figure a); les contraintes «mesurées» ont subi des permutations par rapport aux contraintes aux limites (permutation  $\sigma_1/\sigma_2$ ).

ellipsoïde des contraintes sphérique, pour lequel les intensités relatives des trois axes sont égales. Cette transition doit être très sensible aux perturbations mineures (comme la présence d'une bordure en rotation) et permettre des modes de déformations très différents avec peu de changement. Cela pourrait expliquer pourquoi la chronologie relative entre décrochement et extension est opposée dans le Valais et dans le reste des Alpes occidentales internes.

D'autre part, Hu et Angelier [2004] proposent que les permutations de contraintes, très fréquemment observées lors d'études de ce type soient provoquées par une anisotropie du milieu (figure II.28). Cette anisotropie, omniprésente à toutes les échelles, transgresse un des premiers principes des méthodes d'inversion (*cf.* chapitre I.2). Ainsi, un milieu anisotrope (fracturé ou même simplement stratifié) permet de permuer les axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  (figure II.28) ou  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ , même avec un rapport  $\Phi=0.5$ , qui correspond à 3 intensités relatives aussi différentes que possible des axes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ . Dans le cas des Alpes occidentales, différentes anisotropies, liées à la texture des roches (schistosités, stratifications, foliations, fracturations) ou à la structure de la chaîne (géométrie des nappes, écaïles crustales) pourraient avoir favorisé (et expliquer) une partie des permutations observées en se surimposant aux hétérogénéités des champs de contraintes d'origine tectonique.

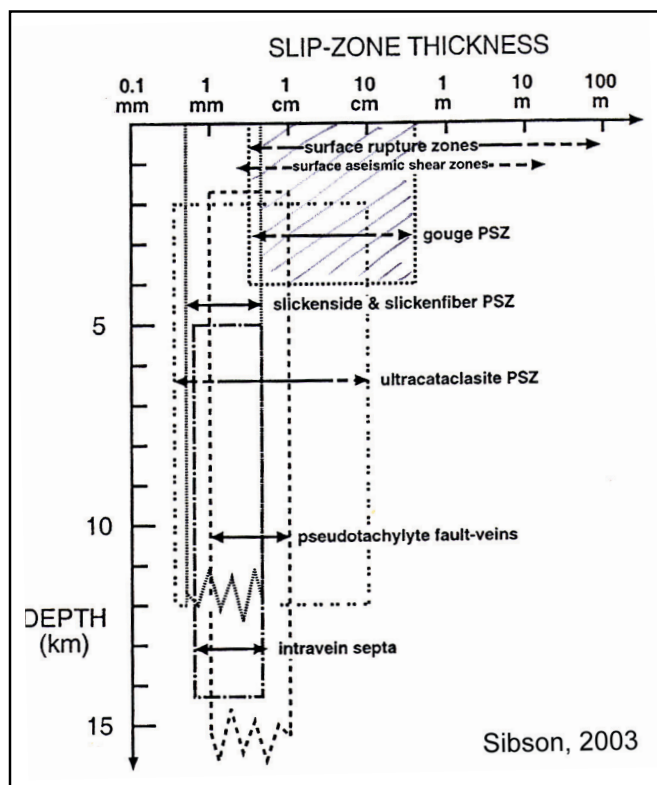
**Figure II.29:** Conditions de la déformation en fonction de la température selon Scholtz [1990]. Voir le texte pour la discussion.





## 2) Ages de la déformation

L'âge de la fracturation n'est pas directement accessible. Toutefois, certaines chronologies, ainsi que la nature même de la déformation permettent l'attribution d'âges relatifs. Un gradient géothermique moyen de  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$  [Turcotte and Schubert, 2002] sous les Alpes permet de proposer une profondeur maximale de la déformation cassante (variable en fonction de la minéralogie et des vitesses de déformation). Les études géothermométriques permettent de relier une série de couple âge/ température à des vitesses de soulèvement [e.g. Hurford et al., 1991; Steck and Hunziker, 1994; Sabil, 1995]. Pour une croûte supérieure gneissique, la déformation peut être considérée cassante en dessous de  $300^{\circ}\text{C}$  [Guéguen and Palciauskas, 1992]. Scholtz [1990] et Sibson [2003] s'accordent à proposer une épaisseur de 11 km pour la croûte cassante (figures II.29 et II.30). Les structures observées (cataclasites, fibres minérales, miroirs de failles) sont donc issues de déformations ayant eu lieu entre la surface et 11 km de profondeur.



**Figure II.30:** Condition de la fracturation en fonction de la profondeur, et épaisseur de la zone de glissement associée. La zone de glissement (le «plan» de faille) est beaucoup moins épais que la zone fracturée associée à la faille [Sibson, 2003].

observés vers les Chapieux (figure TN2), les grandes failles normales du Pas de Chèvre (figure II.3), du Pic d'Artsinol (figure T7b), du Val d'Etache (figure II.26a) et de Vercorin (figure E3). La présence fréquente de gouge jalonnant ces plans de failles indique une température de déformation inférieure à  $120^{\circ}$  (figure II.30) [Scholtz, 1998; Sibson, 2003].

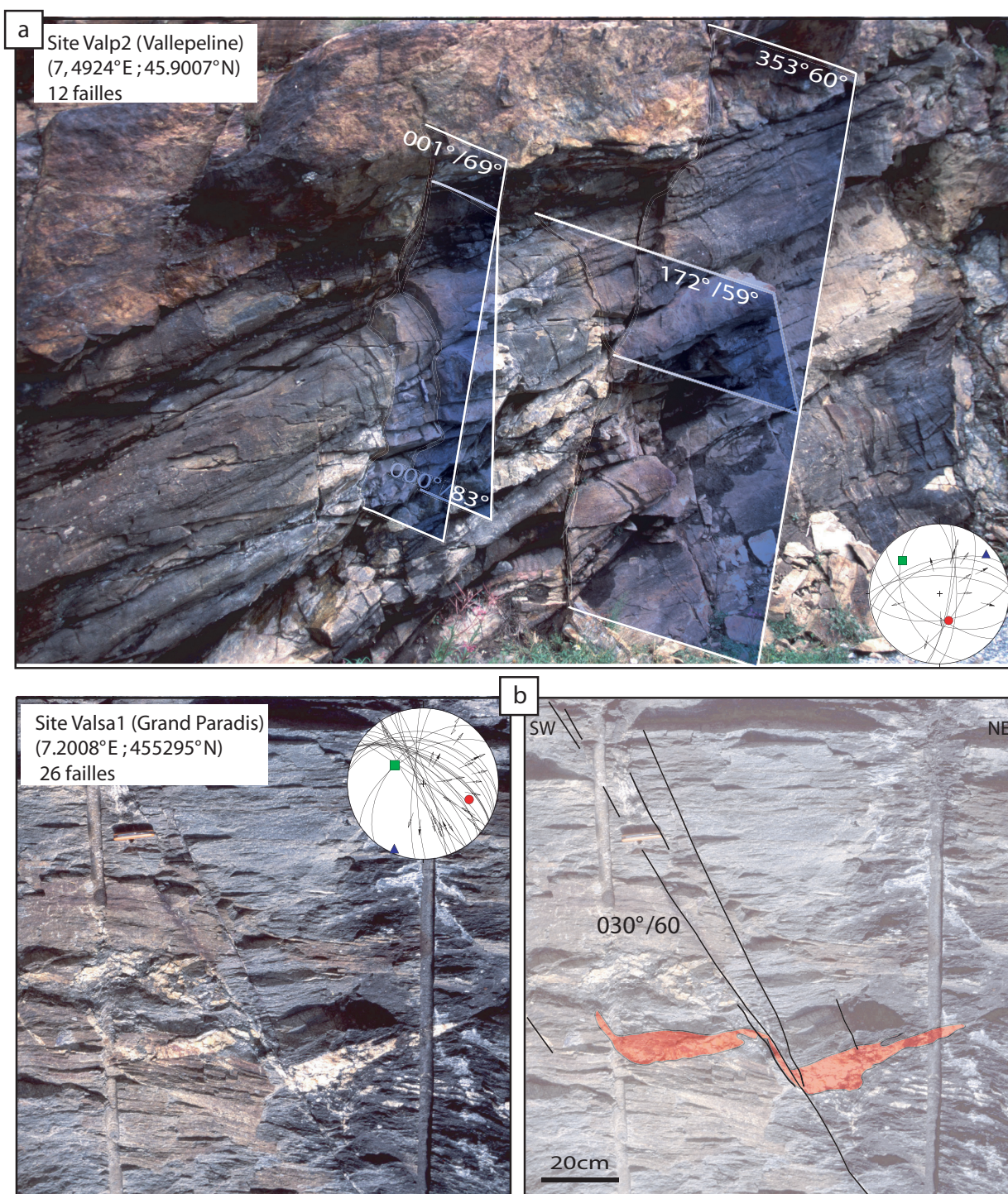
La signature morphologique de certaines de ces failles (figure II.12), ainsi que la perturbation probable de profils de rivières (figure II.19 et II.20) suggère une activité récente, probablement Quaternaire à actuelle. Des indices locaux ([Sue, 1998] et figure B2) indiquent une activité tectonique quaternaire limitée, mais présente, dans les Alpes occidentales internes. La comparaison avec le champ de contraintes actuel (sismotectonique) montre qu'une partie de la déformation cassante est compatible avec le champ de contraintes actuel.

La complexité tectonique et les différentes vitesses d'exhumations des unités alpines ne

Toutefois, il est clair que la fracturation observée dans l'arc interne des Alpes occidentales est plus récente que les épisodes métamorphiques alpins et leurs déformations ductiles associées. Les failles recoupent systématiquement les structures ductiles, comme les schistosités, les plis (figure II.31a, dans le Valpelline) ou les fentes de quartz (figure II.31b). La fente est sectionnée par la faille normale mais présente un crochon marqué. Ce comportement suggère une déformation proche de la transition ductile-cassant, soit environ  $300^{\circ}\text{C}$  pour le quartz.

La présence de plans très lisses, bien préservés à l'affleurement (par exemple figure II.3, II.13, II.24) donnent une indication de fracturation plus froide. Les plans ne présentent pas de fibres minérales, et sont griffés «mécaniquement», et plaqués d'hématite. Ils présentent le même aspect que les décrochements



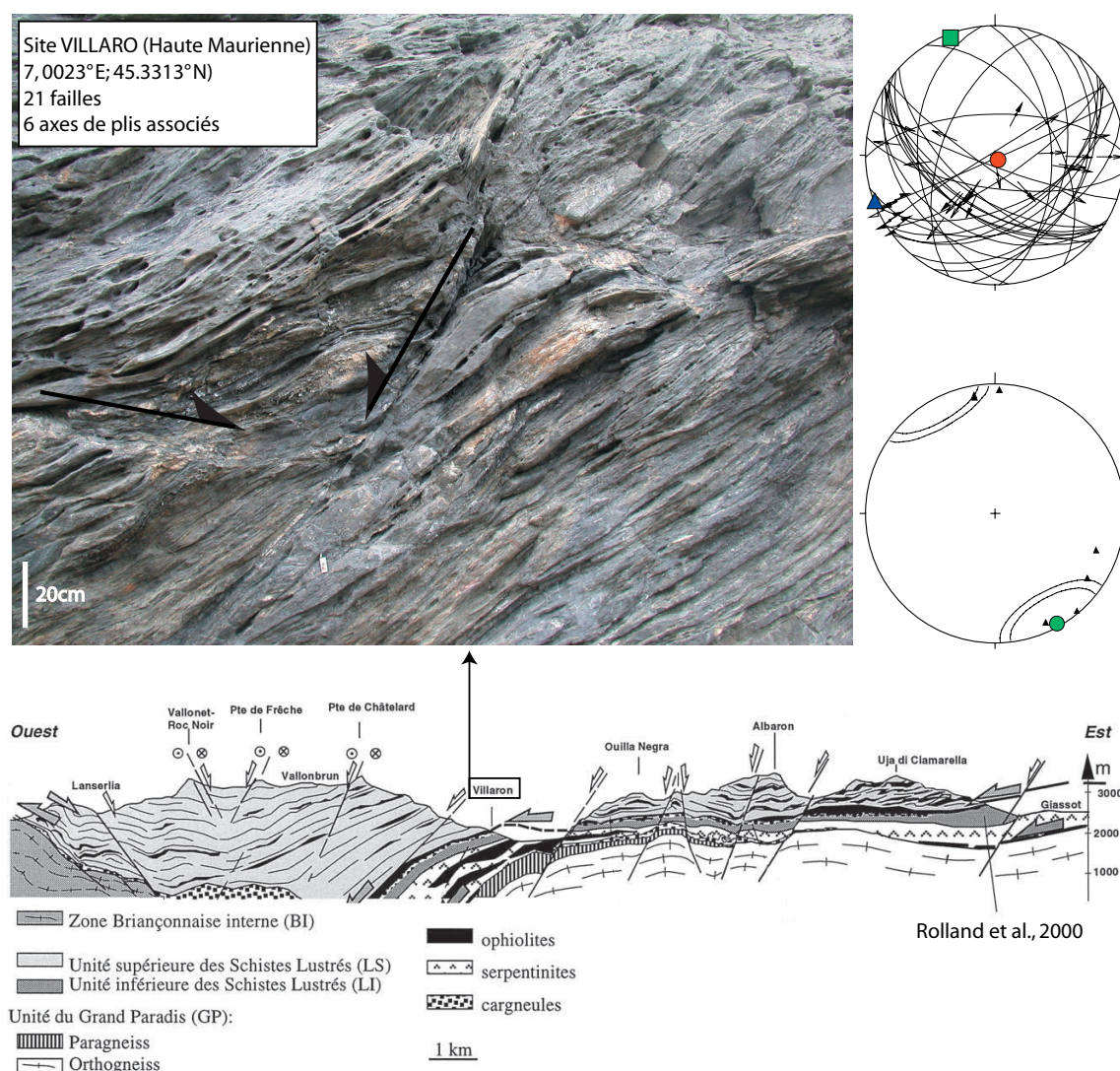


**Figure II.31:** Exemples de recoupement de structures ductiles par des failles dans la zone «Aoste».

- a) Failles normales E-W, recoupant des structures très plissées dans des amphibolites (Valpelline, rive gauche du Val d'Aoste). Le tenseur associé (de médiocre qualité à cause du petit nombre de failles mesurées) indique une direction d'extension NE-SW compatible avec la direction régionale.
- b) Faille normale décalant une veine de quartz replissée dans les gneiss du massif du Grand Paradis (rive droite du Val d'Aoste). La veine est nettement sectionnée par la faille, mais présente un crochon marqué.



permet pas de proposer un âge global de la transition ductile-cassant dans les Alpes occidentales; la datation des structures cassantes observées reste donc problématique. Sur la base d'une synthèse tectonique et thermométrique du Val d'Aoste et du Val de Suze, Malusa [2004] propose, pour les zones internes, une transition ductile-cassant au cours de l'Oligocène Supérieur (dans les parties les plus internes), et Miocène Inférieur (à proximité du Front Pennique). Malgré de grandes incertitudes (sur la nature des roches, les vitesses de déformation et les âges associés) et une grande variabilité spatiale, ces résultats indiqueraient que la fracturation observée couvrirait *grosso modo* tout le Néogène. L'aspect temporelle de cette fracturation doit être mieux contraint, grâce à des méthodes de datation absolues (datation de gouges de failles, de pseudotachylites, de fibres syntectoniques...). De telles synthèses doivent être conduites ailleurs dans la chaîne avant d'avoir des contraintes temporelles précises sur toutes les Alpes. Localement une déformation extensive à la transition ductile cassant a été observée (figure II.32); le soulèvement des dômes internes (Dôme Lépointin, Grand Paradis, Dora Maira) semble être à l'origine de cette extension [Mancktelow, 1990; Rolland et al., 2000; Schwartz et al., 2004).



**Figure II.32:** déformation extensive à la limite ductile-cassant en Haute Maurienne (à proximité du hameau du Villaron, en rive droite). Le déformation ductile, exprimée par des zones de cisaillements, et des plis (stéréogramme du bas) se poursuit par du boudinage et une déformation cassante (failles du stéréogramme du haut). Les direction axes de plis, perpendiculaire à la direction de cisaillement (en condition ductile) correspond à la direction d'axe  $\sigma_2$ , perpendiculaire à la direction d'extension (en condition cassante). La coupe (Rolland et al, 2000) indique la position de l'affleurement par rapport au dôme du Grand Paradis. Cette fracturation précoce est interprétée comme une conséquence du soulèvement différentiel du dôme.







---

## TROISIEME PARTIE

### Synthèse

---

*Science has achieved some wonderful things of course,  
but I'd far rather be happy than right any day.*

D. Adams



*Cette partie est constituée d'un article soumis à Tectonics (# 2004TC001779). Il présente de nouvelles données de fracturation en Vanoise (voir chapitre II.3) et les synthétise avec des données acquises dans toutes les Alpes occidentales internes. Cette synthèse permet d'avoir une vue globale, mais détaillée, de la tectoniques tardialpine des Alpes occidentales internes durant les épisodes de déformations cassantes.*

*Ce travail indique une extension généralisée dans tout l'arc interne. Elle s'exprime principalement par des directions d'axes  $\sigma_3$  parallèles aux structures alpines, c'est à dire NE-SW dans le Valais et dans la région du Simplon, N-S en Vanoise et NW-SE dans la région de Briançon. Nous considérons que ce régime extensif est lié à un phénomène d'extrusion vers le Sud pendant le poinçonnement de la microplaque apulienne. L'ouverture de la mer Ligure pendant le Miocène Inférieur et Moyen constitue une bordure libre qui aurait pu favoriser ce mécanisme.*

*Une partie mineure de l'extension s'exprime par des directions d'axes  $\sigma_3$  perpendiculaires aux structures alpines ; cette direction d'extension devient plus importante du Nord vers le Sud. Son origine cette extension semble induite par des soulèvements régionaux (Massifs Cristallins Externes ou Internes), ou, très récemment, par le champs de contrainte actuel. Les mouvements de soulèvement sont issus de chevauchements (MCE) et/ou de dômes (MCI), liés à un régime tectonique général compressif. Le régime tectonique actuel, documenté par sismotectonique, semble répondre par des phénomènes gravitaires à l'arrêt de la convergence entre l'Apulie et l'Europe, au niveau des Alpes occidentales. L'arrêt de la convergence est documentée par la géodésie ; les données géodésiques sont également interprétées en terme de rotation anti-horaire de la microplaque Adriatique.*

*Enfin, un régime décrochant est observé dans tout l'arc (sauf dans la région du Simplon); ce régime est antérieur à l'extension dans le Valais, et postérieur à l'extension dans le reste de la chaîne. Les directions d'axe  $\sigma_3$  des tenseurs décrochants sont compatibles avec les directions d'axe  $\sigma_3$  des tenseurs extensifs. Des permutations d'axes de contraintes (perturbations locales ou régionales) et des phénomènes de rotations expliquent ces tenseurs décrochants. En particulier, les rotations anti-horaire observées dans toute la chaîne semblent être liées à l'importance des décrochements dextres dans l'arc. Ces décrochements résultent de la rotation de la microplaque apulienne.*

*Cette étude montre que la cinématique et la géométrie complexe de la microplaque Adriatique permet de créer dans les Alpes occidentales différents régimes tectoniques, et en particulier une extension très importante dans toute la chaîne.*

## Miocene lateral extrusion in the inner Western Alps revealed by dynamical fault analyses

**J.D. Champagnac<sup>1</sup>, C. Sue<sup>1</sup>, B. Delacou<sup>1</sup>, P. Tricart<sup>2</sup>, C. Allanic<sup>1</sup> and M. Burkhard<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Geological institute, Neuchâtel

<sup>2</sup> LGCA, Grenoble

Corresponding author :

**Jean-Daniel Champagnac**

Université de Neuchâtel

Institut de géologie

Rue Argand, 11

Case postale

CH-2007 Neuchâtel

Switzerland

Tel : (+41) 32 718 26 57

Fax : (+41) 32 718 26 01

Email : [jean-daniel.champagnac@unine.ch](mailto:jean-daniel.champagnac@unine.ch)

**ABSTRACT:**

The latest extensional structures in the Alps took place under increasingly brittle conditions, from Early Miocene to the present-day. The brittle extension mainly occurs in the core of the arc. Here we present new data constraining the brittle deformation of the Vanoise area (French Alps) and a synthesis of paleostress tensors in the whole internal alpine arc. This provides a wide and homogenous database (312 paleostress tensors) for the entire bend. The fault pattern we studied is associated to the latter tectonic events in the belt during the recent-alpine history (Neogene times). The determination of paleostress field(s), based on the inversion of fault/striation measurements [Angelier, 1990] constrains the behavior of this fault system. We observe a continuous change in  $\sigma_3$  directions from N065° in the Simplon area, to N-S in the Vanoise area and to NNW-SSE in the Briançon area. The amount of orogen-perpendicular  $\sigma_3$  axes increases from the North to the South. In the Briançonnais area, the inversion of the BPT seems to be the origin of the E-W to NE-SW oriented  $\sigma_3$  [Tricart et al., 2004b].

Under the light of these new data and this paleostress synthesis, we can propose a preponderant orogen-parallel extension in the internal zone as a whole. This orogen-parallel extension could be related to the opening of the Ligurian Sea during the Lower-Middle Miocene and to the compression / rotation of the Apulian indenter. Locally, orogen-perpendicular extension is observed, and could be related to the exhumation of the Internal Crystalline Massifs, the uplift of the External Crystalline Massifs and/or the present-day geodynamics. Some transcurrent tectonics, older than extension in the Valais area, and younger further South is observed in the entire inner western Alps; these strike-slip movements are related to the Apulian rotation or local permutation of stress axes.

**1) Introduction**

The alpine belt results from the subduction of the Tethyan and Valaisan ocean seafloors and the subsequent collision between the European and Apulian margin since the upper Cretaceous [e.g. Trumphy, 1960; Frisch, 1979; Tricart, 1984; Lemoine et al., 1986; Dewey et al., 1989; Laubscher, 1991; Lemoine et al., 2000; Schmid and Kissling, 2000]. On the tectonic plate scale, Africa currently continues to converge with Europe at a rate of 3 to 8 mm/year at the longitude of the western Alps [Argus et al., 1989; Demets et al., 1994; Albarello et al., 1995; Crétaux et al., 1998; Nocquet, 2002]. Alpine tectonics have been studied in great detail, in terms of multiscale nappe emplacement history and geometry [e.g. Steck, 1984; Tricart, 1984; Ramsay, 1989; Debelmas and Kerckhove, 1990; Philippot, 1990; Beaumont et al., 1996; Ford, 1996; Mosar et al., 1996; Escher and Beaumont, 1997; Stampfli et al., 1998; Pfiffner et al., 2000; Ceriani et al., 2001] as well as metamorphism and thermal evolution through time [Goffé and Choppin, 1986; Steck and Hunziker, 1994; Desmons et al., 1999; Frey et al., 1999; Brouwer et al., 2004]. Also, an important part of the alpine research focused on the arcuate shape of the belt and counterclockwise rotation of the Apulian promontory [e.g. Goguel, 1963; Choukroune et al., 1986; Pavoni, 1986; Vialon et al., 1989; Collombet et al., 2002; Lickorish et al., 2002].

In the past ten years, emphasis has been placed on the study of late alpine extensional tectonics under ductile then brittle conditions. Extension has been first described in the eastern Alps from the lower Miocene onward, with an E-W direction of extension, parallel to the alpine trend [Selverstone, 1988; 1990; Ratschbacher et al., 1991; Peresson and Decker, 1997; Meyre et al., 1998; Frisch et al., 2000]. Ductile extension has also been locally observed in the central and western Alps [Mancktelow, 1985; Platt and Lister, 1985; Wust and Silverberg, 1989; Ballèvre et al., 1990; Philippot, 1990; Mancktelow, 1992; Michard et al., 1993; Steck and Hunziker, 1994; Rolland et al., 2000; Wawrzyniec et al., 2001; Schwartz, 2002]. In the western Alps, late alpine



brittle extension has been observed within inner parts of the belt [Lazarre et al., 1994; Aillères et al., 1995; Tricart et al., 1996; Virlovvet et al., 1996; Sue, 1998; Cannic et al., 1999; Sue and Tricart, 1999; Bistacchi et al., 2000; Tricart et al., 2001; Agard et al., 2003; Champagnac et al., 2004; Grosjean et al., 2004; Malusa, 2004; Tricart et al., 2004b]. Moreover, extension is currently active, as demonstrated by seismotectonics studies [Eva et al., 1998; Sue et al., 1999; Delacou et al., 2004; Kastrup et al., 2004].

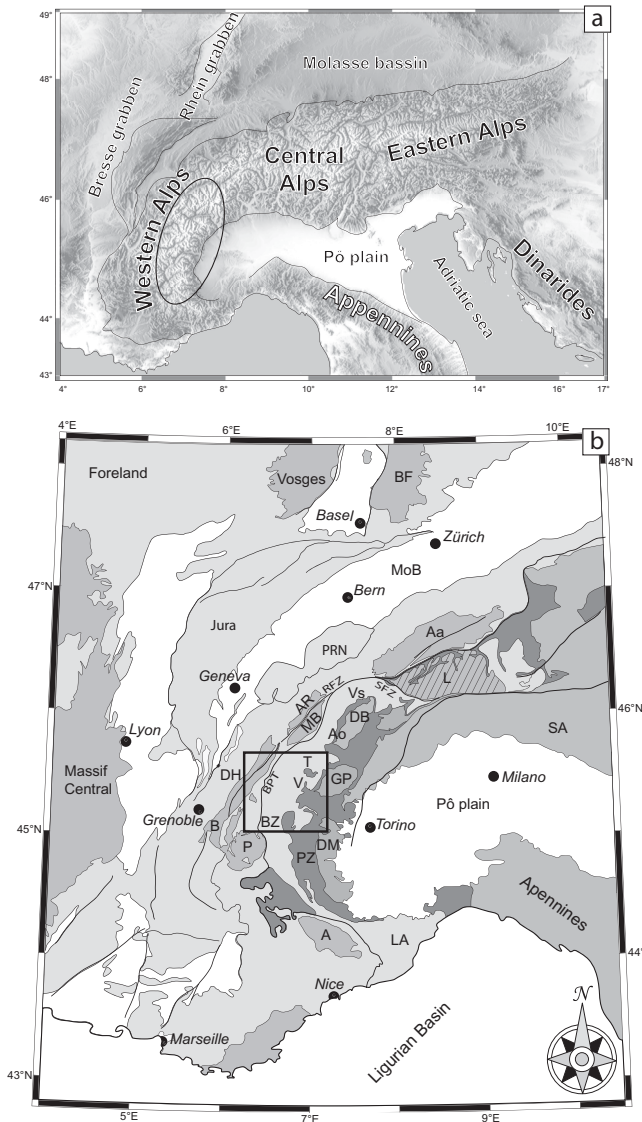
In this paper we present a serie of 66 new paleostress tensors from the Vanoise area (French Alps), computed from fault-striations measurements. This new data set fills an important gap in the large scale paleostress map of the inner Western Alps, which is now based on a total of 312 paleostress tensors. These data provide tight constraints about the evolution of the prevailing principal stress axis directions  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  through time, from Miocene to recent. It appears that paleostress axis directions deviate significantly from the current state of stress as revealed by earthquake focal plane mechanisms.

## 2) The Vanoise area

### 2.1. Geological and tectonic setting

The studied area is located in the western Alps (figure 1a), in-between the Tarentaise and Maurienne valley, the so called “massif de la Vanoise” (Figure 1b). The two valleys crosscut most of the geological units of the western Alps, namely, from bottom to top : continental units from the European margin (Belledonne external crystalline massif and corresponding Dauphinois and ultra-Dauphinois cover units), parts of the Briançonnais micro-continent, (including, subbriançonnais cover units and the Gran Paradiso internal crystalline massif), and, highest in the nappe pile, Piémont oceanic units (cretaceous “Schistes-lustrés” calcschists and ophiolites) [Debelmas et al., 1979]. The tectonometamorphic history of this area is highly complex, including polyphase alpine folding and backfolding under moderate to ultra high pressure metamorphism from the Cretaceous to the Miocene [e.g. Desmons et al., 1999; Frey et al., 1999; Rolland et al., 2000].

Extension under greenschist facies to brittle conditions has been described in



**Figure 1:** Location of the study area.

(a) DEM (GTOPO30 database) of the Alps and surrounding areas.

(b) Tectonics sketch map of the western and central Alps. A: Argentera ; Aa: Aar ; Ao: Aosta Valley ; AR: Aiguilles Rouges ; B: Belledonne ; BPT: Basal Penninic Thrust ; BR : Black forrest ; BZ : Briançonnais zone ; DB: Dent Blanche nappe ; DH: Dauphiné / Helvetic zone ; DM : Dora Maira ; GP: Gran Paradiso ; L: Lepontine dome ; LA : Ligurian Alps ; MoB: Molasse Basin ; MB: Mont-Blanc ; PZ: Piémont zone ; P: Pelvoux ; PRN: Prealpine Nappes ; RFZ: Rhône Fault Zone ; SA : Southern Alps ; SFZ: Simplon Fault Zone ; T: Tarentaise valley ; V: Vanoise ; Vs: Valais.

the Upper Maurienne valley [Rolland et al., 2000], and attributed to the vertical indentation subsequently to the doming of the Gran Paradiso massif under continuous convergence in front of the Apulian mantle buttress [Rolland et al., 2000]. Because of the large varieties of geological units, fault populations have been measured in numerous lithologies, but especially in schists, granites and gneiss of the crystalline basement (Ambin, Gran Paradiso and Briançonnais basement), quartzites, sandstones, and dolomites of thick Briançonnais triassic series, and Cretaceous Piémont calcschists.

## 2.2. Brittle deformation

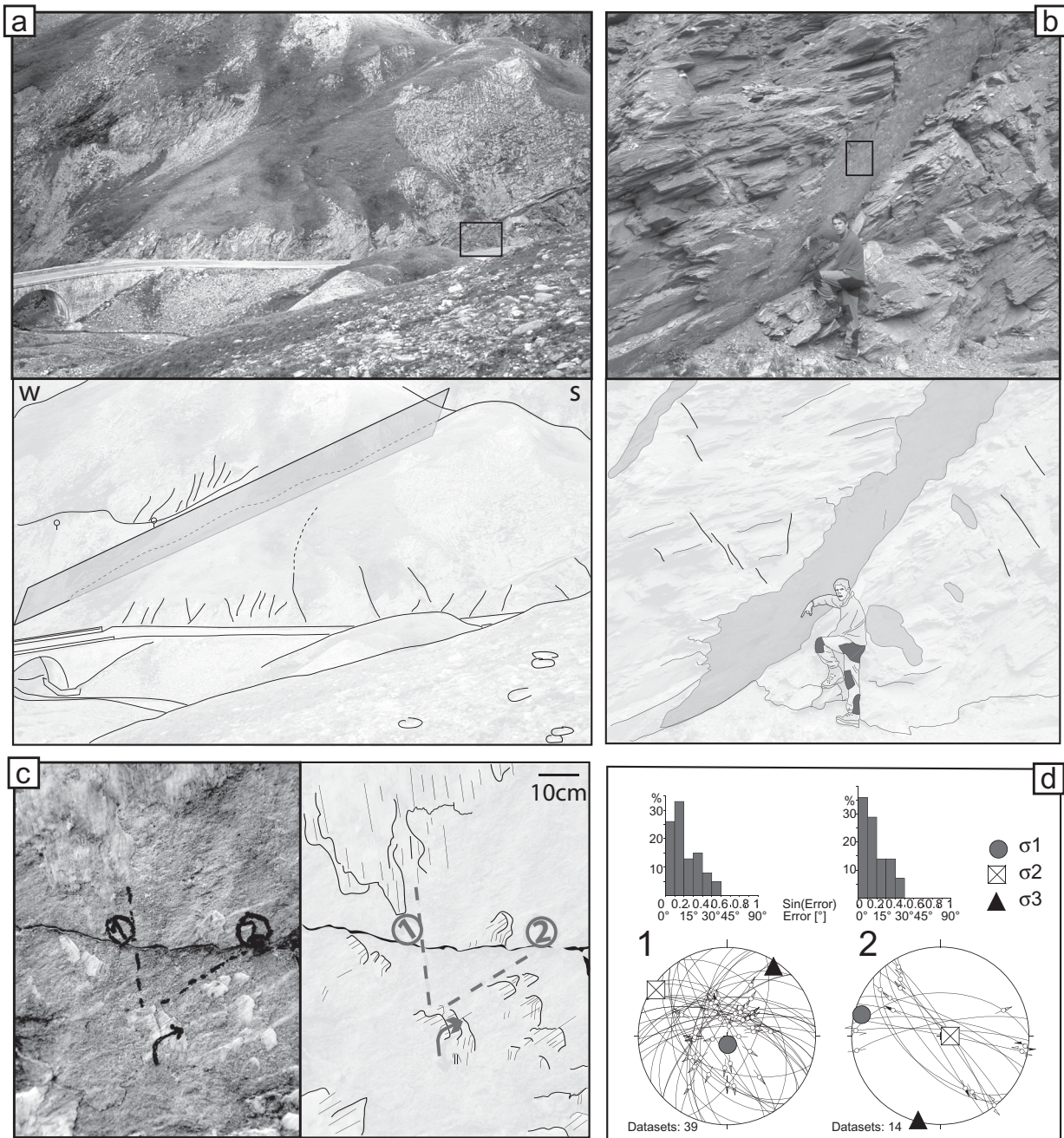
### 2.2.1. Field observations

The brittle deformation observed in the field is mostly extensive : normal faults from decimetric to hectometric scale are the most frequently observed, and no reverse faults have been identified. Locally, transcurrent faults are observed, as well as horizontal striations on normal fault planes (reactivation). Field observations include faults and striations measurements (quantitative analyses, see below) and qualitative determination of the fault orientation, size and aspect. Figure 2 shows a multiscale analysis of a faulted area near the Iseran pass, between the Tarentaise and Maurienne valleys (site NEIGE, n°41 and n°42, and table 1, see Appendix A) in Cretaceous Schistes lustrés. In a panoramic view shown in figure 2a, a large-scale normal fault is observed, as well as several minor ones; the large fault is SW dipping and defines a reverse slope in the topography. A series of springs are found along the fault trace. Figure 2b shows a large striated fault plane, SW dipping, and figure 2c is a close up showing two families of striations associated with this fault system. These observations and the measurement of about 40 couples of plane/striations in this site allow to calculate two paleostress tensors with a reliable relative chronology (figure 2d). From crosscutting relationships, the normal component clearly appears to be older than the transcurrent component. Note that the extensional axis ( $\sigma_3$ ) remains in the NNE-SSW orientation for both tensors (see figure caption for further details). Figure 3 shows a characteristic morphology associated with normal faulting in high mountainous area of the Western Alps; in the western flank of the Dôme de l'Arpont, Vanoise (site ARPON2, n°3, altitude 2490m, table 1). Decametric conjugated normal faults are imbricated with smaller faults and create multiscale normal dihedras. Paleostress tensor calculations are based on the measurement of minor faults; data are represented in the Schmidt stereonet (equal area).

### 2.2.2. Paleostress computations

Field work includes the systematic measurements of fault populations, including fault plane orientation, striation orientation and shear sense, as well as a reliability criterion of the shear sense (certain, probable, uncertain). Paleostress inversions are based on the assumption that measured striations and shear sense from many individual fault surfaces are a record of a single overall stress state responsible for slip on all surfaces. Resolved shear stress orientation on each fault surface is assumed to be parallel to the measured striation with the correct shear sense [Wallace, 1951; Bott 1959]. We used a systematic collection of minor faults to determine paleostress axis direction using the “direct inversion method” of Angelier [1990]. Paleostress analyses have been applied to any field station where a sufficient number of striated faults could be measured. About 1500 faults planes and their slickenlines were measured at 58 sites covering the entire Vanoise massif, and the Maurienne valley. For the computations and graphic representation of our data we used the “Tectonics FP” software [Sperner et al., 1993]. Results include the orientation of major, intermediate and minor stress axis ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  respectively), and the ellipsoid form parameter  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ , the average misfit angle  $\alpha$ , which is the angle





**Figure 2** : Fault analysis between Maurienne and Tarentaise valleys (site NEIGE N° 159/160, close to the Iseran pass) with field view and its interpretation.

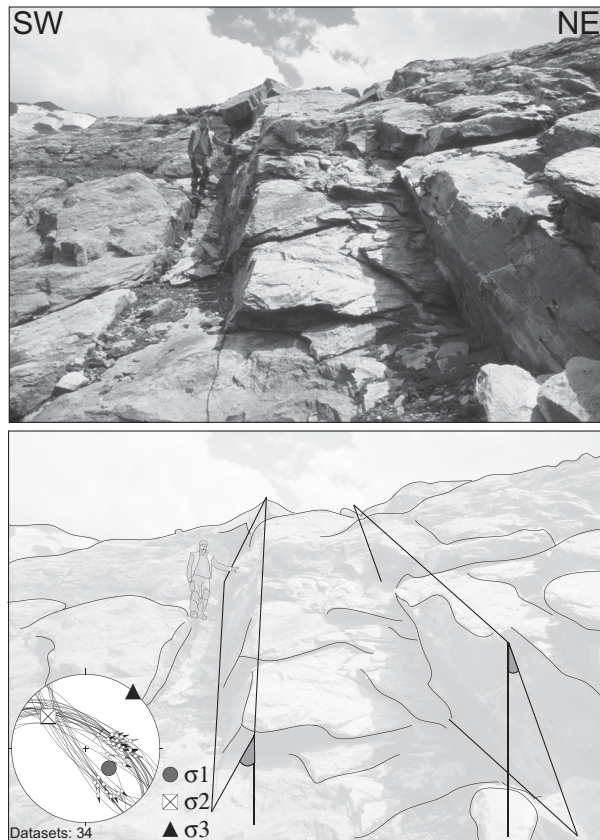
(a) Morphological expression of a large normal fault viewed from the North-East. The large West dipping fault is associated with smaller ones, East or West dipping. The bridge gives the scale.

(b) Outcrop-scale view of one the minor fault (square a). The cretaceous Schistes lustrés limestones in the vicinity of the fault surface are broken into unconsolidated cataclasite. The geologist shows one of the striation of the fault surface.

(c) Close up of the same fault surface (location in b) showing two directions of slickenfibers of calcite; Both directions have been drawn directly on the fault plane. Chronologically, the first direction is down dip (normal fault) and the second one is subhorizontal (sinistral strike slip).

(d) Measurement of several fault planes in this sector allow to calculate two paleostress tensors, with a reliable chronology. Plot of the calculated main stress axes (circle for  $\sigma_1$ , square for  $\sigma_2$  and triangle for  $\sigma_3$ ) are represented with faults planes and striations in lower hemisphere Schmidt stereogram. Also is provided the associated histogram of the misfit angle. The first tensor (extensional) and the second one (transcurrent) have the same orientation of  $\sigma_3$  axis. Furthermore, curves slickenfibers demonstrate a progressive transition between extensive and transcurrent movements.





**Figure 3 :** Fieldwork fault analysis on the western flank of the dôme de l'Arpon (Site N°121, ARPON2). The brittle deformation is characterised by conjugated normal faults, creating mesoscale dihedra. The stereoplot (Schmidt stereograms, lower hemisphere) clearly exhibits both families of faults. The dihedra seems to be slightly tilted to the SE of about 30° with no effect on the  $\sigma_3$  axis orientation, subhorizontal in a NE-SW direction.

between the computed optimum slickenline and the measured one. We estimated the quality of our paleostress tensors by way of several criterions:

- The number of faults used in the calculation, their spatial coverage and the accuracy of the slickenlines measurements. Sites with less than 10 faults were not considered. On average, 23 fault planes and their slickenlines were used for the calculation of each tensor. We also discarded some 10% of faults from our initial database.
- The coherency between the inversion and the results from the geometrical solution (right dihedra method after Angelier and Mechler [1977]).
- The average misfit angle  $\alpha$ , which should be as low as possible, and their histogram repartition. The histogram should show a narrow half Gaussian repartition.
- The visualization of the inverse function with the Ginko software [Yamaji, 2000] to determine the stability of the inversion.

The quality of stress-tensors was classified from 1 (excellent) to 3 (low quality). In this ranking, 20 tensors (30%) have low quality, 33 tensors (50%) are of medium quality while 13 tensors (20%) are excellent. Note that 5 tensors (n° 24, 31, 35, 51 and 65)

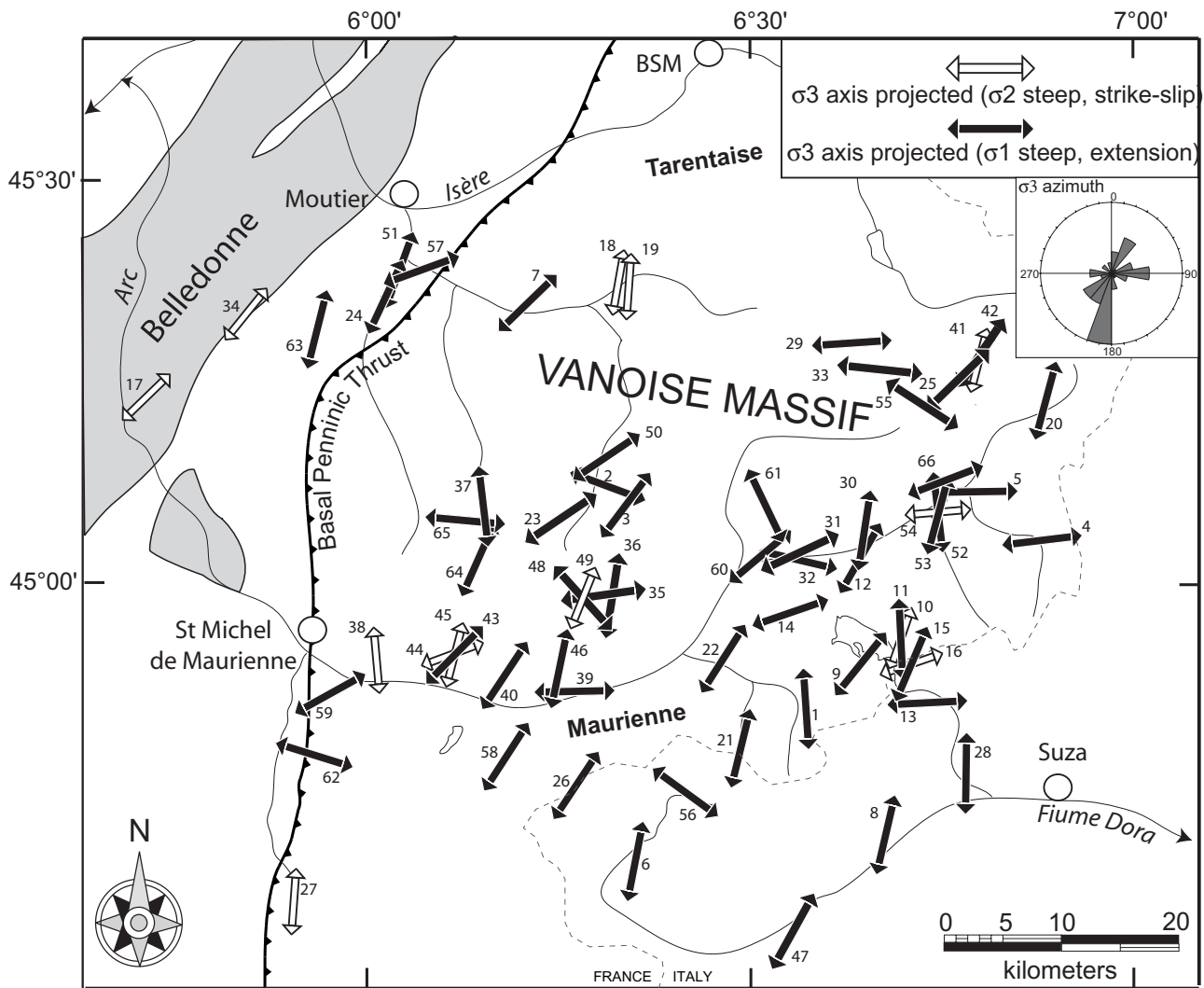
have been calculated from fault populations without striation. In these cases, the most likely slip direction was deduced from drag-folds and / or “en echelon” tension gashes or simply dip slip movement in the case of conjugate sets of normal faults. All these tensors were classified with the lower quality criterion. In several sites, two crosscutting sets of slickenlines families have been observed, allowing the determination of two paleostress tensor (locally 3, site RIBON, tensors n°52, 53 and 54).

### 2.2.3. Data analysis

Geometrical results (fault planes and striations, and paleostress tensors) of the 66 computed paleostress tensors are shown in Figure 4. Numerical results of the inversions are integrated to the global database (table 1), numbered from N°119 (n° 1 in figure 4 and figure 5) to N°184 (n°66 in figure 4 and figure 5). In map form (figure 5), the coverage of our paleostress tensor dataset is concentrated in the internal zones of the Alps, except tensors n°17, 34, 63, 34, 51 and 57, located between the External Crystalline Massif (ECM) of Belledonne and the Basal Penninic Thrust (BPT). The arrows represent the projected  $\sigma_3$  axes onto the horizontal plane, for both transcurrent (white arrows) and extensional paleostress tensors (black arrows). A first



**Figure 4:** Stereonets of the 66 unpublished paleostress tensors (Schmidt stereogram, lower hemisphere). Grey circles for  $\sigma_1$  axes, white square for  $\sigma_2$  axes and black triangle for  $\sigma_3$  axes. Faults and striations used for the calculation are also plotted.

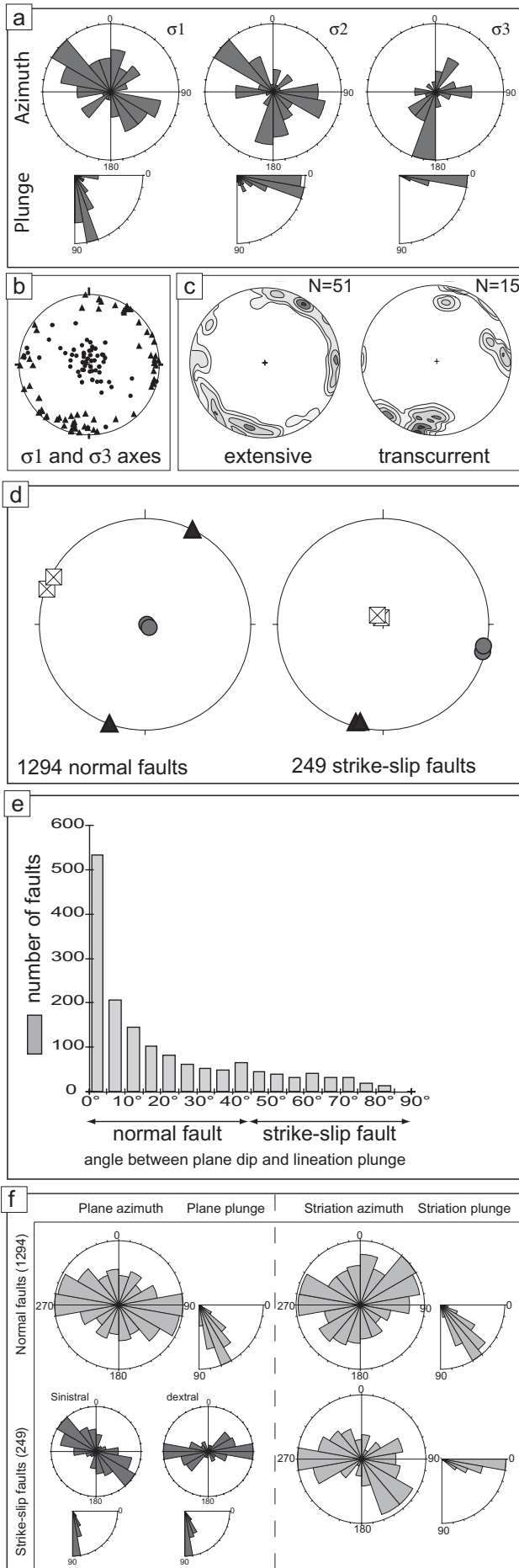


**Figure 5:** Paleostress direction map, with subhorizontal  $\sigma_3$  axes projected onto horizontal plane. White arrows for transcurrent tensors (subhorizontal  $\sigma_1$  axis), black arrows for extensional tensors (subvertical  $\sigma_1$  axis). “BSM”, Bourg-Saint-Maurice town. Dotted line represent the border between Italy, Switzerland and France ; tensors are numbered from 1 to 66 beside the arrow.

overview reveals a N-S to NNE-SSW general direction of  $\sigma_3$  axes, as highlighted with the rose-diagram on the top-right of the map. 71% (51 out of 66) of our tensors are extensive (*i.e.*  $\sigma_1$  steep,  $\sigma_3$  subhorizontal) and the other 29% (15 out of 66) are transcurrent (*i.e.*  $\sigma_2$  steep,  $\sigma_1$  subhorizontal). Based on crosscutting relationships, some local chronologies have been observed : for most of the studied sites, transcurrent movements are younger than extensive ones (e.g. figure 2). This chronology is obvious in the Mont-Cenis area (tensors n°9 to n°16), and in the same relative chronology prevails all along the left side of the Maurienne valley, where conjugate normal faults bear clear evidence for a more recent reactivation with horizontal striations (tensors n°2 and n°3, n°4 and n°5, or n°52, n°53 and n°54, for exemple).

The directions of principal stress axes are represented with rose-diagrams (circular histograms, figure 6a), with azimuth (top) and plunge (bottom) of axes. The majority of  $\sigma_1$  axes are steep, with some random scatter around the vertical axis. A minor part of the population of  $\sigma_1$  axes is subhorizontal, and related to transcurrent paleostress tensors ; the  $\sigma_2$  orientation is either subhorizontal (extensional stress state) or subvertical (transcurrent stress state), without any main direction. The most frequently observed direction of  $\sigma_3$  axes is N-S to NNE-SSW, with some exceptions in an E-W orientation. All  $\sigma_3$  axes are subhorizontal; this means that we did not observe any compressional paleostress orientations, but only transcurrent



**Figure 6:** Directional analyses of the 66 tensors.

(a) 20° class-size rose diagram and 10° class-size quarter rose representing the  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  azimuth and plunge for the 66 tensors.

(b) Plot of  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  axis in a Schmidt lower hemisphere stereogram.

(c) Comparison between  $\sigma_3$  orientation for extensional tensors (left) and transcurrent tensors (right) using axes contouring mode; the major NNE-SSW directions are almost the same for both extensional and transcurrent paleostress tensors.

(d) Global analysis based on the whole faults dataset; direction of extensional axis is very close for both normal faults and transcurrent faults. Calculation performed with "right dihedral" [Angelier and Mechler, 1977; Angelier, 1979] and dynamical-numerical methods [Spang, 1972; Sperner et al., 1993] are equivalent.

(e) Histogram of the angle between fault plane dip and its striation plunge and the cumulated percentage. 0° indicated pure dip-slip normal fault whereas 90° indicate pure transcurrent fault. The low amount of high angle faults indicate transcurrent movement along non-vertical fault plane (reactivated normal fault) as well as oblique striation along steep fault plane.

(f) Orientation of planes (left) and striations (right) of the fault measured in the Vanoise area; normal faults (top) and transcurrent faults (bottom) are separated in order to determine the orientations of the faults in this area. See text for details.

and extensive ones. The plot of the entire data set of  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  axes on a Schmidt stereonet shows the spatial repartition of the stress axes (figure 6b). The  $\sigma_1$  axes (small circles) are predominantly in a near-vertical position (except for the transcurrent tensors), in a gently diffuse shape. The  $\sigma_3$  axes (black triangles) are located around the horizontal position. The contouring of  $\sigma_3$  axes for the extensional and transcurrent states of stresses (figure 6c) indicates coaxial direction for both transcurrent and extensive paleostress tensors. The global dataset has also been used to calculate a "average overall" tensor for the entire area; we used all the measured faults, even the fault planes discarded during stress inversion (but not the fault planes without lineation). The whole dataset is composed of 1543 faults and their lineations. We used the "Right Dihedral" (RD) method [Angelier and Mechler, 1977; Angelier and Goguel, 1979] as well as the "numerical-dynamical

analysis" (NDA) [Spang, 1972; Sperner et al., 1993] applied to the global dataset. Because of the used methods and the size of the considered area, this calculation could be considered as a mean strain tensor for the entire region. The results are very similar and agree with the mean direction of extension determined with paleostress inversion : the minimum strain axis (that is to say the direction of extension) is oriented  $021^{\circ}/00^{\circ}$  (RD) and  $198^{\circ}/01^{\circ}$  (NDA). We also performed the same calculation for normal faults (*i.e.* with less than  $45^{\circ}$  between fault dip and lineation plunge, 86% of the dataset) and for transcurrent faults (14% of the dataset). Extensional axes are oriented with a very good correlation,  $027^{\circ}/00^{\circ}$  (RD) and  $200^{\circ}/01^{\circ}$  (NDA) for transcurrent faults, and  $193^{\circ}/07^{\circ}$  (RD) and  $196^{\circ}/04^{\circ}$  (NDA) for normal faults (figure 6d). These strain analyses confirm the highly coaxial orientation of extensional axes for extensional stress/strain state and transcurrent stress/strain state. Despite local variations of orientations, the overall strain/stress state appears to be very stable, with a NNE-SSW direction of minimum stress / strain axis, for both transcurrent and extensional tensors.

The analysis of the dip of fault planes and their associated striations (figure 6e) demonstrates the predominance of dip slip normal faults: 50% of our dataset is characterized by down-dip slip vectors, with less than  $10^{\circ}$  difference between the plunge of the striation plunge and the dip of the fault plane. Furthermore, the amount of faults rapidly decrease until  $20^{\circ}$ , and then gently decline to no pure transcurrent ( $90^{\circ}$ ). The very low number of faults with a high angle between fault- / lineation- plunge is taken as an indicator for the lack of neoformed transcurrent faults. The figure 6f represents rose-diagrams of azimuth and plunge of normal faults (top) and transcurrent faults (bottom). Normal fault planes are scattered around the E-W orientation, with  $50^{\circ}$  to  $80^{\circ}$  dipping. Related striations are slightly extended, without clear direction ; plunges vary between  $40^{\circ}$  and  $70^{\circ}$ . Transcurrent faults are sorted from their kinematic criterion : sinistral faults are NW-SE oriented, whereas dextral faults are E-W oriented, both with subvertical dip. Striations are in agreement with plane orientations, with NW-SE and E-W main direction ; plunges are subhorizontal.

### 3. Synthesis of brittle deformations in the inner western Alps

#### 3.1. Presentation of the data

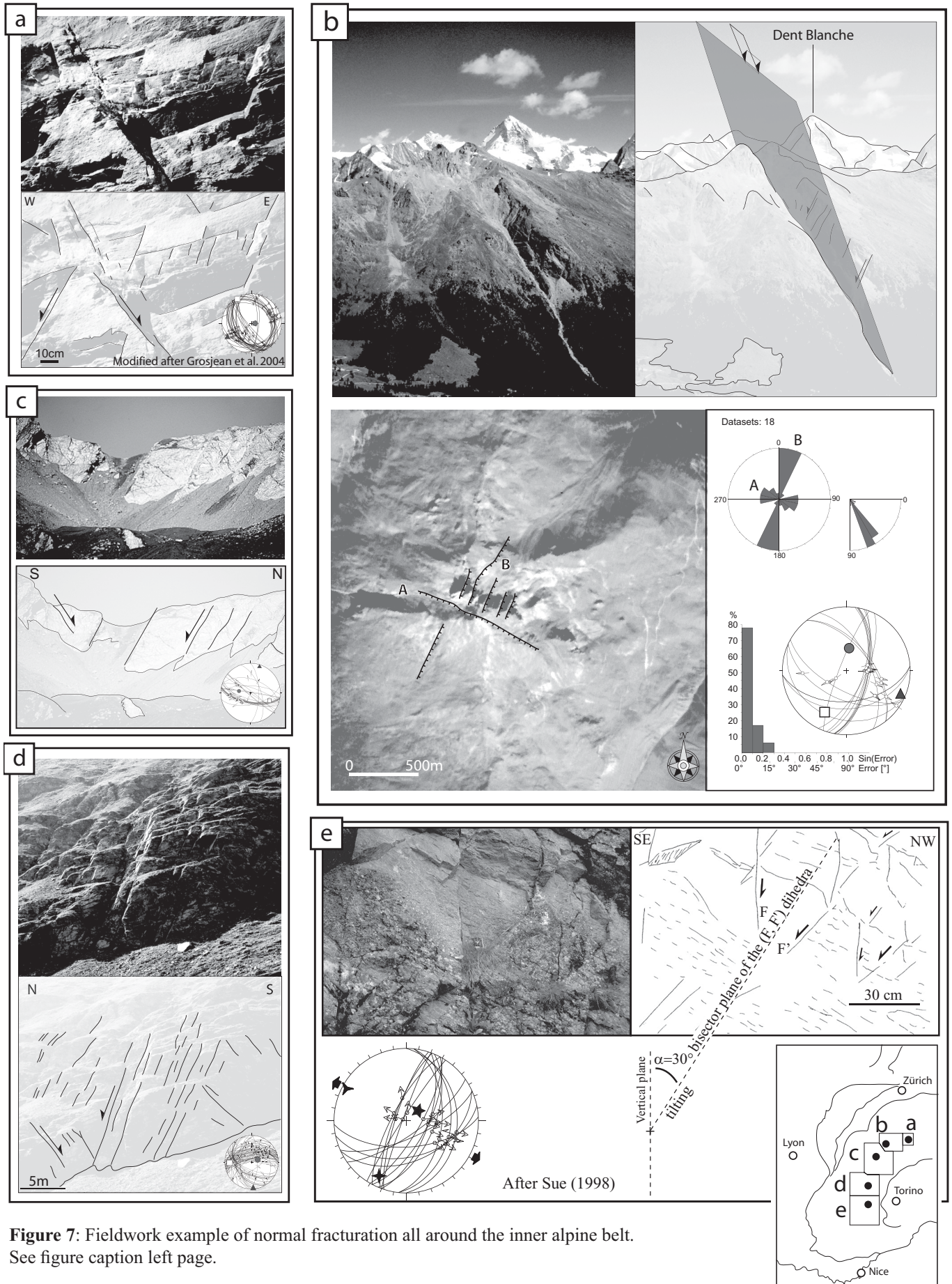
This synthesis is based on the paleostress database presented in this paper (see above) and four previously published datasets [Champagnac et al., 2003; Sue and Tricart, 2003;

---

**Figure 7:** Fieldwork example of normal fracturation all around the inner alpine belt.

- (a) Close up to penetrative normal fracturation close to the Simplon pass (site N° 195); the inversion of the fault population measured in the vicinity of the picture site indicates NNE-SSW direction of  $\sigma_3$  axis (Schmidt stereogram, lower hemisphere)
- (b) Multiscale analyses of the Pic d'Artsinol area (Valais, site N°3). From the NW, a large S-dipping normal fault is suspected ; satellite imagery (IRS image, pixel size=6m) and field observations allow to recognise two fault directions, a large E-W fault (S-dipping, "A") and smaller NNE-SSW faults (E-dipping, "B"). The  $20^{\circ}$  class-size rose diagram of the measured fault plane shows both "A" and "B" direction. A good quality paleostress inversion (see misfit angle histogram) demonstrate a WNW-ESE direction of extension associated to this fault pattern.
- (c) Large scale E-W normal faults at the Col de Malatra (Val d'Aoste, site N° 75), view from the East. Normal faults cut across the limestone cliff, and create a pass about 100 meters between the Gran San Bernardino valley and Val Ferret (Italy). The small scale measured faults are also E-W oriented and the calculated  $\sigma_3$  axis is N-S oriented.
- (d) Large and close spaced normal fracturation in the Val d'Ambin (Site N° 119). Both flanks of this small valley are dissected by normal faults. The great number of fault measurements (stereoplot) allow to calculate a well constrained paleostress tensors with its extensional axis ( $\sigma_3$ ) N-S oriented.
- (e) Conjugated normal faults in High Ubaye (site N° 310). Diedra is tilted of  $30^{\circ}$  toward the NW (around the  $\sigma_2$  axis). The direction of extension  $\sigma_2$  is NW-SE oriented.





**Figure 7:** Fieldwork example of normal fracturation all around the inner alpine belt.  
See figure caption left page.



Champagnac et al., 2004; Grosjean et al., 2004]. The same tools for inversion were used in these studies : Right Dieder [Angelier, 1975; Angelier and Mechler, 1977; Angelier, 1979; Angelier and Goguel, 1979] and Direct Inversion [Angelier, 1990], implemented in the Tectonics FP [Sperner et al., 1993] and Stress [Villemin and Charlesworth, 1992] softwares. This provides a wide and homogenous database (312 paleostress tensors) for the entire arc of the inner western Alps, covering a surface greater than 10'000 km<sup>2</sup> (average density of tensors : 3 tensors / 100km<sup>2</sup>). The whole dataset is presented in table 1 and split into 5 zones : paleostress tensors numbered from N°1 to N°56 comes from the South Valais (zone B,) and has been published in Champagnac et al. [2003]. Paleostress tensors numbered N°57 to N°118 come from the Aosta and Tarentaise valleys (zone C) and have been published in Champagnac et al. [2004]. Tensors N°119 to N°184 are unpublished and presented in this paper (zone D). Tensors numbered N°187 to N°246 come from the Simplon area (zone A) [Grosjean et al., 2004], and tensors N°247 to N°312 come from the Briançonnais area (zone E) [Sue, 1998; Sue and Tricart, 2003].

In order to demonstrate the homogeneity and the large prevalence of extensional features in the inner parts of the western Alps, five examples of outcrops (one for each zone) and their associated paleostress tensors are presented in figure 7. As in the Vanoise area, normal faulting is the most striking brittle deformation feature of the whole inner western Alps. The deformation is often penetrative (*e.g.* figure 7a and 7d), with or without prevalence of one of the conjugated fault families. Normal faults range from kilometer scale with dacametric offset (*e.g.* figure 7b and 7c), with a clear geomorphic expression (*e.g.* in the form of passes in the crest line, figure 7c), to centimeter scale, with millimetric offset (smallest faults in figure 7a). Figure 7e shows metric conjugated normal faulting tilted of about 30° during extension. The directions of faulting observed from the landscape (or satellite) view are usually in good agreement with the general directions of the measured fault planes [Sue and Tricart, 2002; Champagnac et al., 2003]. A comparable multiscale analysis has been performed for a large sinistral fault (“Chapieux fault”, figure 2 in Champagnac et al. [2004]), and for extensional fault system close to Zermatt and Moiry lake (figure 2a and 2b in Champagnac et al. [2003]) as well as several extensional structures in the briançonnais area [Sue and Tricart, 1999; 2002; 2003; Tricart et al., 2004c].

### 3.2. Synthesis and interpretation of the data

#### 3.2.1. Directional analyses of the extensional axes

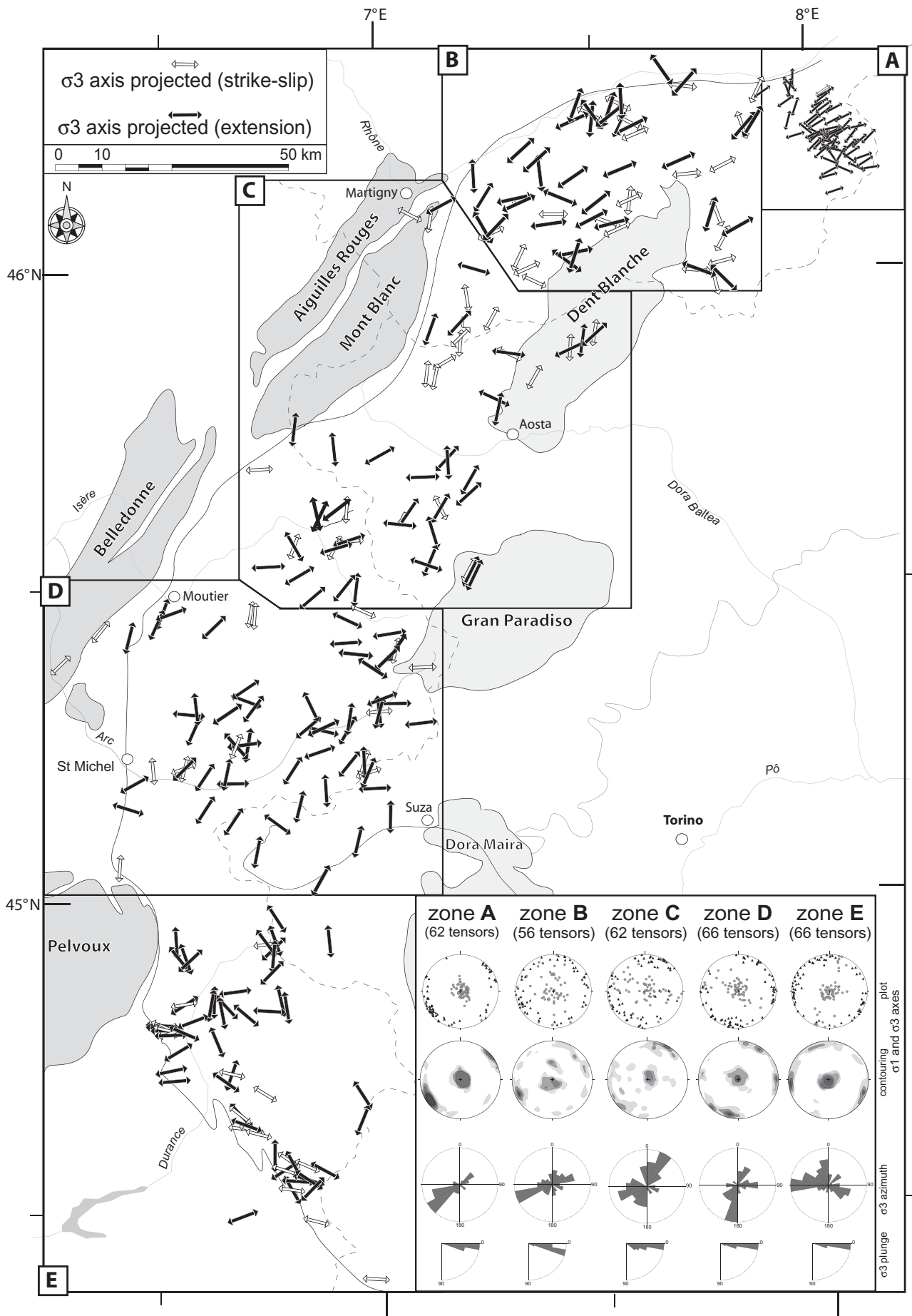
Five zones are delimited, corresponding to each individual study. These studies have been performed within relative small area, within homogenous tectonic domain. Before carrying out a global analysis, the most remarkable features of each zone are pointed out individually (figure 8).

Zone A, Simplon area : The dataset from Grosjean et al. [2004] is located in the vicinity of the Simplon fault zone. This fault zone is a major NW-SW striking low-angle detachment,

**Figure 8:** Paleostress field synthesis of the inner western Alps.

The map of the inner parts of the western Alps outlines some geological units (Dent-Blanche, Gran-Paradiso and Dora-Maira internal massifs, and Mont-Blanc, Aiguilles-Rouge, Belledonne and Pelvoux External Crystalline Massifs). The studied area is subdivided with five parts : zone A, the Simplon pass area (with smaller arrows because of the high density of tensors), zone B, the South Valais, zone C, the Aosta and Tarentaise valleys, zone D, the Vanoise massif and the Maurienne valley and zone E, the Briançon and High Durance area (see text for details about origin of data). Arrows represent the minimum principal stress axes ( $\sigma_3$ ) projected on horizontal plane (white arrows for transcurrent tensors, black arrows for extensional tensors).

The insert gives the directional analyses of paleostress orientations for the 5 zones separately. From top to bottom the plot of  $\sigma_3$  (triangle) and axes (circle), the contouring of the  $\sigma_1$  (vertical) and  $\sigma_3$  (horizontal) axes, rose-diagram and plunge of the  $\sigma_3$  orientation.



**Figure 8:** Paleostress field synthesis of the inner western Alps (see figure caption left page).

active during Miocene time [Mancktelow, 1985; 1990; Steck and Hunziker, 1994]. A total southwestward displacement of the hangingwall has been estimated to be 36 km, with a vertical offset of about 15 km [Mancktelow, 1985; 1990; 1992; Grasemann and Mancktelow, 1993; Steck and Hunziker, 1994; Zwingmann and Mancktelow, 2004]. Brittle deformation along the Simplon fault has been documented to be active during the Upper Miocene [Zwingmann and Mancktelow, 2004]. Its footwall is made of a metamorphic pile of nappes (Lepontine dome), whereas its hangingwall is composed of upper Penninic nappes, overridden by the Austroalpine low metamorphic Dent-Blanche Klippe. Grosjean et al. [2004] examined the brittle deformation features associated with the Simplon fault and calculated a total of 62 paleostress tensors with from some 1000 faults / striation couples. The tensors are distributed in a relatively small area, providing a very high density of data (20 tensors / 100 km<sup>2</sup>); to keep an homogenous scale for the map, the arrows within this zone have been plotted smaller than the other one. All tensors are extensive (except N°246/SD), with a stable ENE-WSW direction of extension. This orientation is identical with the pervasive stretching lineation observed within the Simplon mylonites by Mancktelow [1985; 1990; 1992], indicating a temporal continuum of the kinematics from ductile to brittle conditions.

*Zone B, South Valais:* this zone is located immediately to the West of the Simplon area and is limited to the North by the major Rhône fault (which follows closely the present-day Basal Penninic Thrust and the Rhône valley) and to the West by the northern tip of the Mont-Blanc massif. The crestline of the Dent Blanche massif with many summits over 4000m altitude constitutes the southern border of this zone. The South Valais area belongs to the internal zones of the Alps and is made up of South dipping middle Penninic nappes, overridden by the main alpine Piémont suture zone and the lower Austroalpine Dent-Blanche nappe. The Briançonnais nappes consist of slices of pre-Carboniferous basement rocks, with their sedimentary cover. The Piémont suture zone is a melange of ophiolitic rocks and associated oceanic “Schistes lustrés” calcschists. The overriding Dent-Blanche nappe *s.l.* is the highest nappe in this part of the Western Alps. It is mainly a crystalline basement unit with some isolated remnants of sedimentary cover [Steck, 1984; Steck and Hunziker, 1994; Escher et al., 1997; Steck et al., 1997]. The metamorphic history of the Penninic units is complex. Parts of the Piémont suture zone have experienced high to ultrahigh pressure metamorphism, while most of the basement units have undergone only moderate pressure, middle to upper greenschist facies metamorphism [Desmons et al., 1999; Frey et al., 1999].

Brittle deformation within this area has been examined recently [Champagnac et al., 2003]. Paleostress tensors are mainly extensive, and the mean  $\sigma_3$  axis is oriented N065°, in a stable “Simplon-like” orientation. One third of the calculated tensors are transcurrent, with a coaxial orientation of  $\sigma_3$  axis. Relative chronologies indicate a transcurrent / transtensive stress field to be followed by a purely extensional stress field.

*Zone C, Aosta:* the geological structure of this area is very similar to the South Valais, with a general dip of structures to the SE. Nevertheless, slices of Valaisan units (cretaceous flyschs) and subbriançonnais units (Mesozoic marls) are squeezed between the penninic pile of nappes and the Mont-Blanc External Crystalline Massif. The southern part of this zone is made of internal crystalline basement of the Gran Paradiso metamorphic dome. This gneissic dome (derived from the European margin) has been metamorphosed under eclogite facies and retromorphosed under greenschist facies (see [Rolland et al., 2000] for details). In the core of this zone, the large N-dipping Aosta-Ranzola Oligocene normal fault [Dal Piaz et al., 1979; Diamond, 1990] extends from the Piccolo San Bernardo pass in the West to the Ranzola pass, more than 100 km to the east. Its vertical offset ranges from 0.5 to 2 km. This major fault seems



to act as a sinistral transcurrent system during quaternary times [Carraro et al., 1994].

Brittle deformation analyses of this area has been published and discussed in Champagnac et al. [2004]. The stress axes orientations are quite dispersed in space, but display a main NNE-SSW orientation of  $\sigma_3$  axis. This orientation of extension has been interpreted in terms of orogen-parallel extension. The ratio between transcurrent and extensive paleostress tensors is 1:4, but the relative chronology remains unclear. Note that the main extensional axis (NNE-SSW) is consistent with previous studies in the Aosta valley [Bistacchi et al., 2000; Bistacchi and Massironi, 2000; Bistacchi et al., 2001; Malusa, 2004], based on large scale normal faults observation, field work and remote sensing, but without paleostress inversion.

Zone D, Vanoise, is presented in the first part of this paper. The ratio between transcurrent and extensional tensors is about 1:4. The mean directions of  $\sigma_3$  axes for extensional and transcurrent stress field are coaxial, N-S oriented. A minor part of extensional axes are E-W oriented, and are interpreted as an orogen perpendicular stress field, according to Champagnac et al. [2004]. N-S extension is consistent with results of Malusa [2004] in the Val di Suza, further East

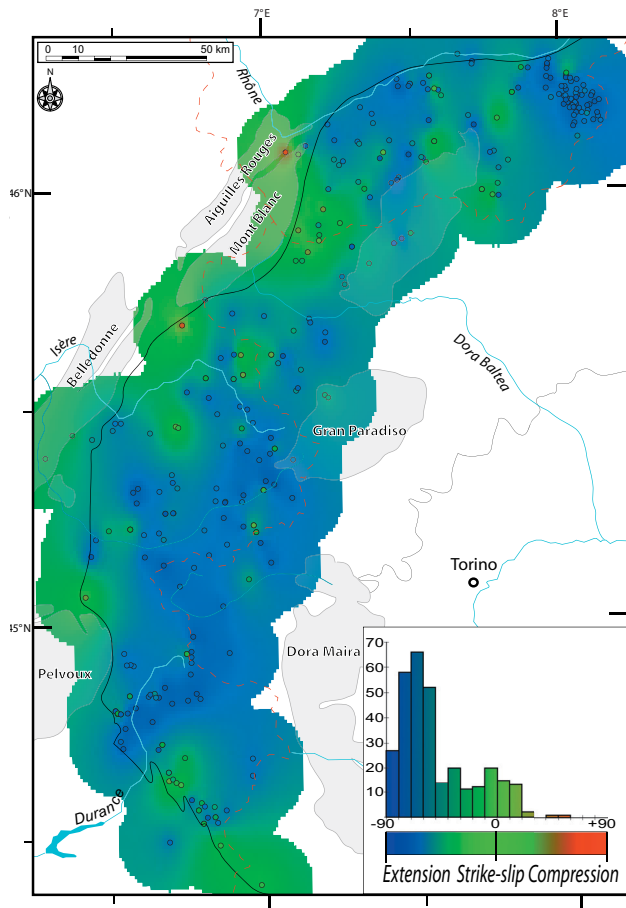
Zone E, Briançon area: first studies in this area highlighted the widespread occurrence of normal faulting in the Western Alps [Lazarre et al., 1994; Virlovvet et al., 1996]. The data used in this synthesis are from [Sue, 1998; Sue and Tricart, 2003], who performed the first large scale paleostress investigation in the western Alps. Calculated tensors and late normal faulting observations are located in the southwestern Alps, between Pelvoux and Argentera External Crystalline Massifs. Four major features of large scale brittle deformation have been observed in this area : the inversion as normal fault of the former BPT, the coexistence of transverse and longitudinal normal faults, linked to orogen-parallel and orogen-perpendicular extension, respectively, and a late dextral reactivation of NNW-SSE faults. 75% of the 66 computed paleostress tensors are extensive, the remaining 25% are transcurrent. The transcurrent stress field postdates the extensive one, as demonstrated by clear crosscutting relationships. The direction of extension is E-W (perpendicular to the BPT and the general trend of alpine structures) and N-S to NNW-SSE (parallel to the BPT and the alpine structures). Sue and Tricart interpreted both directions in terms of what they called a “multitrend extension”, based on field evidence for simultaneous faulting activity and low  $\Phi$  ratio of the calculated tensors [Sue, 1998; Sue and Tricart, 1999; 2002; 2003]. One of the more striking tectonic feature of this area is the large amount of orogen-perpendicular extension.

Entire dataset : Directional and statistical results of our synthesis around the alpine belt are presented in figure 8. We observe a continuous change in  $\sigma_3$  direction from N065° in the Simplon area, to N-S in the Vanoise area and to NNW-SSE in the Briançon area. The dispersion of the  $\sigma_3$  axes is very small in the Simplon area, probably because of the small size of the sector, and the kinematic control of the major Simplon fault zone. The dispersion of  $\sigma_3$  axes is greater in the Valais area, but the direction of extension is still very well constrained. The dispersion of the  $\sigma_3$  axes is increasing in the Aosta / Tarentaise valleys and decrease again further South. Another striking characteristic is the increasing amount of orogen-perpendicular  $\sigma_3$  axes from the North to the South; in the Briançonnais area, the inversion of the BPT [Sue and Tricart, 1999; 2002] seems to be the origin of the E-W to NE-SW oriented  $\sigma_3$ .

The  $\sigma_1$  axes are mainly distributed around the vertical axis. The dispersion of  $\sigma_1$  axes increase from zone A to zone C and decrease from zone C to zone E ; the  $\sigma_1$  axes dispersion in the Briançonnais area is comparable to the dispersion in the Simplon area.

### 3.2.2. Transcurrent vs. extensional tectonics

As summarised above, the percentage of transcurrent vs. extensive paleostress field varies from 2% (zone A) to 33 % (zone B), with a mean of 25% for the whole dataset. The amount of transcurrent faults is about 15% of the global data dataset (about 800 faults out of more than 5000). Accordingly, the transcurrent stress field appears to be a slighter signal recorded by the brittle deformation, superimposed through times to the first order extensional regime. In order to represent the relative importance of the transcurrent tectonics within the internal Alps, we calculated a variable “ $r$ ” depending of the plunges of the  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  axes ( $r = \text{plunge of } \sigma_1 \text{ minus plunge of } \sigma_3$ ). For each tensor, the “ $r$ ” parameter is calculated and varies linearly from -90 (red, purely compressive) to 0 (green, pure strike-slip) and +90 (blue, purely extensive). Intermediate values are represented by transpressive ( $-90 < r < 0$ ), and transtensive ( $0 < r < 90$ ) state of stress. We plot every tensors with its own colour code while areas inbetween observation points are filled with interpolation (GMT continuous curvature spline in tension [Smith and Wessel, 1990]). The map shown in figure 9 provides an overview of the prevailing faulting styles observed

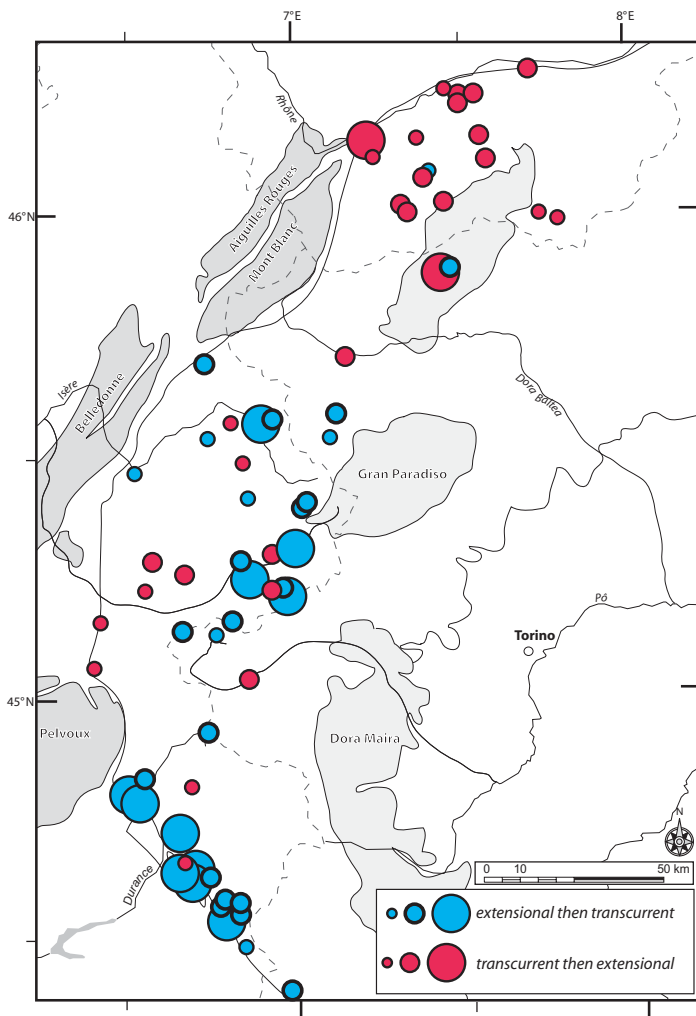


**Figure 9:** Regionalization of the stress tensor orientation in the inner western Alps, based on the plunge of  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  axes. Colour code correspond to the tectonic regime: (compression in red, extension in blue and strike-slip in green). Small circles locate the site where paleostress inversion was performed, with their own colour. The background colour comes from the interpolation between data points. The blue colour (extensional tectonics) largely prevails within our area of interest. The coloured histogram shows the repartition of deformation regime in the belt. See text for discussion.

all along the inner zone of the Western Alps. The most striking characteristic is the predominance of an extensional state of paleostress, shown in blue colour. Strike-slip (in green) is observed in some places, especially on the eastern side of the Mont-Blanc massif, close to the Gran San Bernardo pass. This zone of transcurrent deformation separates the western alpine belt into two extensive parts, the Simplon and Valais areas to the North, and the Vanoise and parts of Briançon area to the South. Southward of the Briançon area, the amount of transcurrent deformation gently increases again. Other transcurrent tensors are located on the external side of the belt, from the northern tip of the Mont-Blanc massif (site N°77) to the central parts of the Belledonne massif (site N°152). Nevertheless, site coverage in external zones is poor, and the interpolated green colours should be regarded with some caution here.

However, both transcurrent and extensional tectonic regime are recorded by brittle deformation. In the Valais area, an older transtensive stress field, with high  $\Phi$  ratio (*i.e.* close relative magnitudes of  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  axes, see next paragraph for details) is followed by a multitrend extensional stress field, with low  $\Phi$  ratio (*i.e.* similar  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  axes) [Champagnac et al., 2003]. In contrast, the Maurienne and Briançonnais areas are characterised

by younger transcurrent faults and horizontal striations superimposed on older normal faults [Sue and Tricart, 2002] ; in these areas, the transcurrent regime is clearly younger (*i.e.* figure 2c). To better understand the spatial pattern of these chronologies, we plotted every site with a known relative chronology onto a map (figure 10). Different circle sizes have been used to express the reliability of our observation (big circles indicate a well established chronology, small circles indicate a low degree of confidence). Light grey circles were used for sites in which the extensional faulting precedes the strike slip – transcurrent movement, while black circles were used for sites in which the strike slip - transcurrent faults are overprinted by a younger event of extensional faults / striations. This map confirms the intuitive observation of opposite chronologies between the Valais and all the surrounding areas. For most of the inner Western Alps, the chronology is clear : extensional deformation is older than transcurrent one. The Valais area, however, is an exception where strike slip movements are followed by extension.



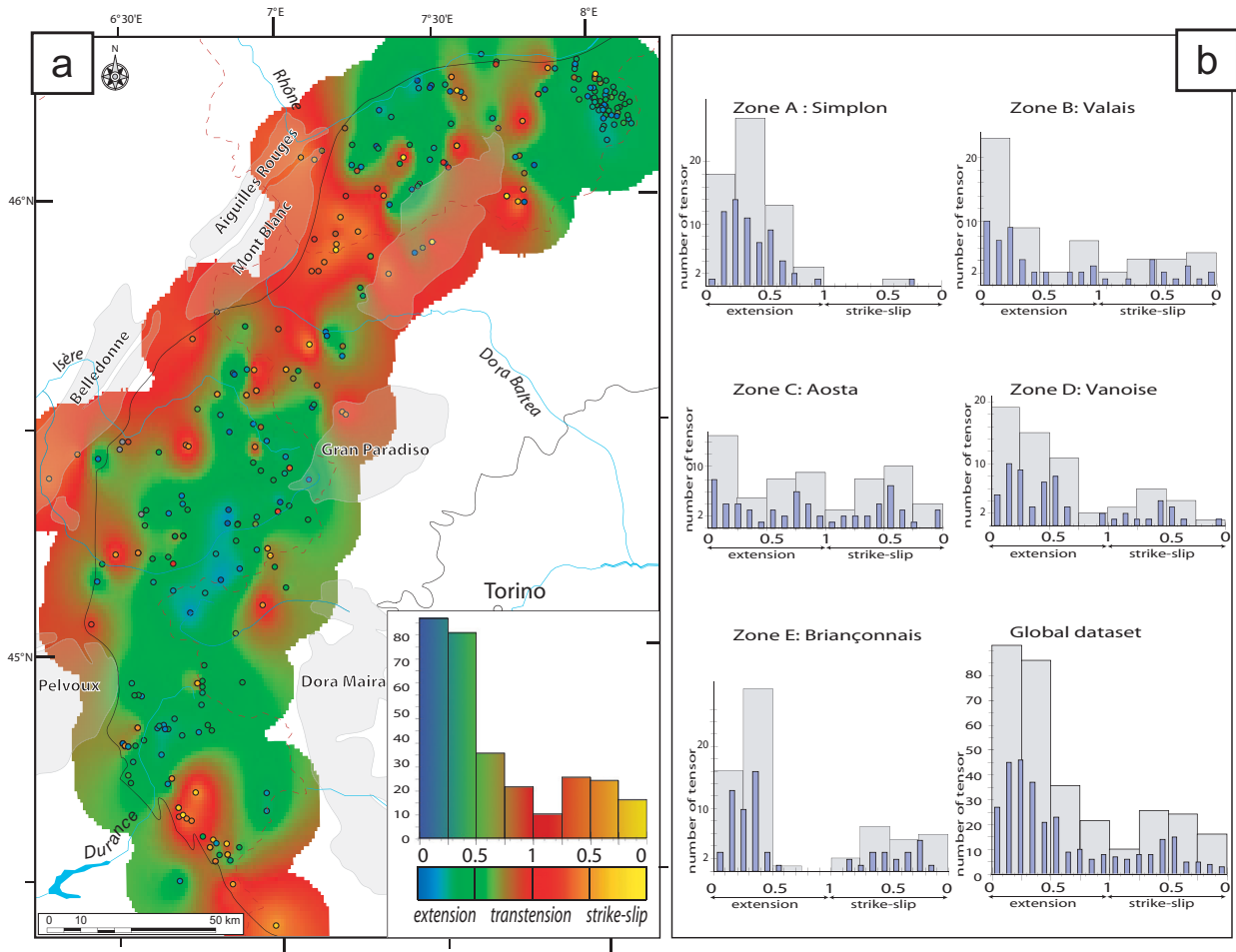
**Figure 10:** Chronological evidences based on field observations. The size of circles represents the reliability of the chronological proofs and clues (large circles for high quality chronology evidences, small circles for lower quality). Red circles symbolize locations where transcurrent deformation is older than extensional deformation. Blue circles symbolize location where transcurrent deformation is younger than extensional deformation. Roughly speaking, the chronological evidences are the opposite in the South Valais than elsewhere southward in the belt. Younger transcurrent motion are well developed in the southern branch of the arc (from the Gran-Paradiso southward).

The Valais area, however, is an exception where strike slip movements are followed by extension. The transition between the two regimes is located to the east side of the Mont-Blanc massif, an area characterized by a predominance of transcurrent paleostress tensors, as highlighted in figure 9. Despite these differences along strike, the  $\sigma_3$  axes orientations for extensional and transcurrent stress fields show no statistical differences ; moreover, an orientation analysis performed with the entire dataset of normal faults and transcurrent faults within zones B, C and D show less than  $10^\circ$  difference between transcurrent  $\sigma_3$  axis and extensional  $\sigma_3$  axis (*e.g.* figure 6c and 6d). Accordingly, swapping between as  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  axes in a single “deformation phase”, with only instabilities in space and time modifying the overall stress field could be suggested [Champagnac et al., 2003; Sue and Tricart, 2003; Champagnac et al., 2004]. A part of such stress axes permutations could also be induced by rock heterogeneity and anisotropy, as demonstrated by Hu and Angelier [2004] ; this phenomenon could be important, and needs to be considered. Nevertheless, chronological evidences (figure 10) indicate an opposite chronologies between the Valais and remaining parts of the inner western Alps remains somewhat enigmatic.



### 3.1.3. Ellipsoid shape form parameter $\Phi$

Beyond the stress orientation, paleostress inversion allows to determine the relative magnitude of  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  of the stress ellipsoid, the  $\Phi$  ratio;  $\Phi = [\sigma_2 - \sigma_3] / [\sigma_1 - \sigma_3]$  and  $0 < \Phi < 1$  [e.g. Angelier, 1979; Ritz, 1991]. In the case of extensional tensors (plunge of  $\sigma_1$  axis  $> 45^\circ$ ), a very low ratio ( $\Phi \approx 0$ ) i.e. a similar relative magnitude of  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  implies a multitrend extension ; in contrast, a very high ratio ( $\Phi \approx 1$ ) indicating a similar relative magnitude of  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$ , implies transtension. In the case of transcurrent tensors (plunge of  $\sigma_1$  axis  $< 45^\circ$ ), a very low ratio ( $\Phi \approx 0$ ) means a similar relative magnitude of  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  and this implies transpression ; in contrast, a very high ratio ( $\Phi \approx 1$ ) involves a similar relative magnitude of  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$ , indicating a transtensional stress field. To sum up, low  $\Phi$  ratio indicate a multitrend extension or transpression (for extensive or transcurrent tensor respectively), and high  $\Phi$  ratio indicate a transtensional stress field. According to our experiments, the  $\Phi$  parameter provides a powerful and sensitive tool to investigate subtle differences in paleostress data. We present this parameter on a map (figure 11a) and we further performed some statistical analyses (figures 11b). Given the fact that the significance of a low  $\Phi$  ratio is different for extensive or transcurrent tensors, we used a different colour coding scheme : a blue-green-red scale is used for extensional tensors  $\Phi=0$  (blue) and  $\Phi=1$  (red), *via*  $\Phi=0.5$  (green), whereas a red-orange-yellow scale is used for the



**Figure 11:** Map of the  $\Phi$  ratio in the inner western Alps.

(a) Map with interpolated  $\Phi$  ratio for the entire dataset. Colour code is used between  $\Phi=0$  (blue) and  $\Phi=1$  (red), *via*  $\Phi=0.5$  (green), for extensional tensors and between  $\Phi=1$  (red) and  $\Phi=0$  (yellow) *via*  $\Phi=0.5$  (orange) for transcurrent tensors. Coloured histogram gives the repartition of  $\Phi$  ratio of the inner western alpine belt.

representation of transcurrent tensors  $\Phi=1$  (red) and  $\Phi=0$  (yellow) *via*  $\Phi=0.5$  (orange).

Spatial interpolation has been performed in-between the documented sites (same interpolator than for “r” parameter). The map (figure 11a) appears with large green areas, revealing pure extension. Some zone appear with blue tones, especially the western Valais, the Simplon neighbourhood and in the Vanoise area. A striking feature is the large red area in the Aosta valley, at the backside of the Mont-Blanc massif. A large transtensive to transcurrent region has recorded strike slip rather than the extensional tectonics prevailing in surrounding areas. This transcurrent / transtensive area coincides with the transitions in the relative chronology described above (figure 10). The geodynamical origin of such a transcurrent domain remains open for debate. Other red / orange areas are located at the western flank of our studied area, along the ECM, and in the southernmost areas, close to the BPT. To better understand the spatial patterns and the relative values of the  $\Phi$  ratio, we also plotted them in histograms, one for each zone and one for the whole dataset (figure 11b). Histograms (number of observations *vs.*  $\Phi$ ) were again plotted separately for extensive and transcurrent tensors. We further arranged the abscisses of the histograms ( $\Phi$ ) such as to show a continuum between multitrend extension to transpressive tensor, *via* pure extension, transtension and pure strike-slip. The class size was chosen as 0.1 and 0.25 respectively. The histogram of the global dataset shows a peak for extensional low  $\Phi$  ratio ( $0 < \Phi < 0.5$ , multitrend extension) and a minimum for high  $\Phi$  ratio ( $0.75 < \Phi < 1$ , transtension) for both extensional and transcurrent tensors. A small second order mode appears for transcurrent medium  $\Phi$  ratio (close to 0.5). The analyses of each zone separately allow us to characterize the type of deformation regime within smaller areas. In the zone A (Simplon area), the tensors are exclusively extensional, and the  $\Phi$  ratio is close to 0.5 (pure extension). In zone B (Valais area), most of the tensors have low  $\Phi$  ratio (less than 0.3) implying multitrend extension, with a second order mode for high  $\Phi$  ratios (transtension). Zone C (Aosta area) is characterised by a wide range of  $\Phi$  ratios and with a small maximum for extensional low values and local maximum for high values and transcurrent low  $\Phi$  values (transpression). The Vanoise area (zone D) presents a relatively wide repartition for extensional tensors ( $0 < \Phi < 0.75$ ), with a peak for low values, and another ample maximum for transcurrent medium  $\Phi$  value (pure strike-slip). The southernmost area (Briançonnais area, zone E) is characterised by a bimodal histogram, with a first peak for medium to low  $\Phi$  ratio within extensional tensors ( $0.1 < \Phi < 0.4$ ) and a second, more diffuse maximum for transcurrent tensors ( $0.7 > \Phi > 0.2$ ); field evidences also indicate two step of brittle tectonics in this area.

To sum up, the  $\Phi$  ratio analysis shows mostly bimodal distributions, clearly visible for zone D, E and the whole zone together. For extensional tensors,  $\Phi$  ratios are shifted to minor values, excepted in the Simplon area. The most impressive shift is observed in the Valais area, with very low  $\Phi$  ratio.

### 3.3. Stress axes in “polar alpine” coordinates

Given the arcuate shape of the western alpine belt, the directional analyses of extensional axes, such as shown in figure 8, as well as the choice of subsets (areas) is always biased with respect to the continuously changing strike direction of the bend of the north-western Alps. For instance, a N-S direction in the Valais area has the same meaning as an E-W direction in the Vanoise area, if we consider the stress directions with respect to the strike of the Alps. In order to take this problem into account, we adopted a new coordinate system of polar coordinates. The shape of the northwestern alpine belt can indeed easily be approximated with a portion of a circle, matching closely the changes in strike observed both at internal and external side of the Alps, as well as all first order structures (ECM and BPT) as seen in map view. We have chosen a centre for our circle located South of Milano (figure 12 a), in the middle of the Pô plain

(lon=88°, lat = 8.87°). Polar coordinates have been determined for all paleostress measurement sites; “ $\rho$ ” is the radius in kilometres from the center and  $\tau$  is the angular position in the alpine belt, in degrees (table 1). The angle  $\tau$  has been measured positive in a clockwise sense from the West (N270°). Within this polar coordinate frame, our tensors occupy a space spanning  $\tau$  values from 69° (locality N° 236, footwall of the Simplon fault zone) to -19° (locality N° 249, North to the Argentera massif) and the radius  $\rho$  ranges from 147.8 kilometers (tensor N° 122, zone D, Val di Suza) to 246.5 kilometer (tensor N° 135, zone D, internal side of the Belledonne Massif). In order to examine the angular relationships between the arc of the NW Alps and paleostress axis orientations, we considered the three following angles :

$\beta$  :  $\sigma_3$  axis azimuth, with  $0^\circ < \beta < 180^\circ$ .

$\tau$  : angular position of the tensor in the alpine belt with  $-19^\circ < \tau < 69^\circ$  for this study

$\gamma$  : the angular position of the  $\sigma_3$  axis with respect to the alpine belt with [ $\gamma = \text{abs}(\beta - \tau)$ ] and [if  $\gamma > 90^\circ$  then  $\gamma = 180 - \gamma$ ]. The angular results are provided in table 1 (columns  $\rho$  and  $\tau$ ), and the pattern of  $\sigma_3$  axes with respect to the alpine belt is plotted onto maps (figure 12).

Based on these angles, it is now possible to compare, for each tensor, the direction of the extensional axis with respect to its position within the alpine belt.

We adopt the following terminology :

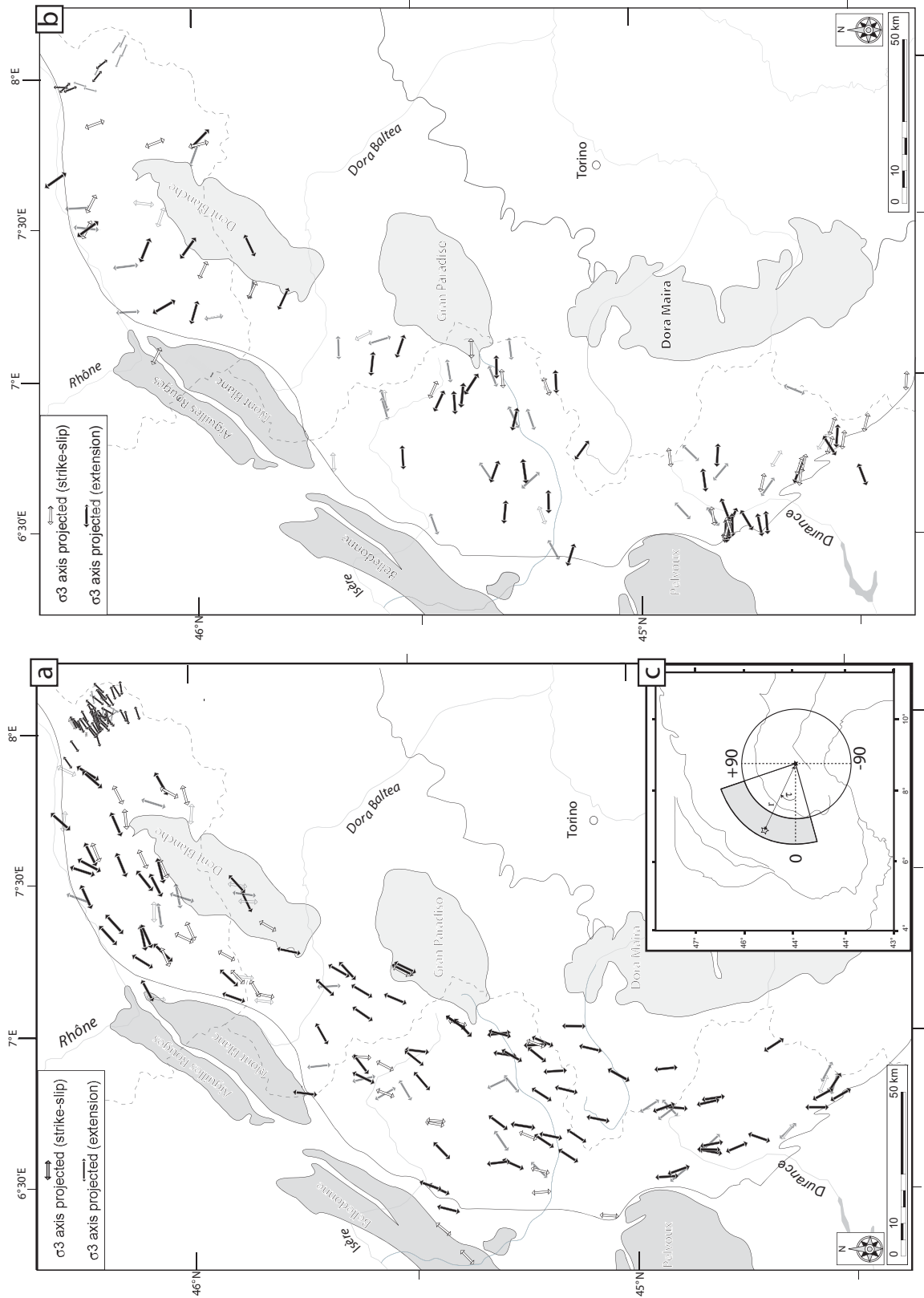
“orogen-parallel extension” is characterized by  $0^\circ < \gamma < 30^\circ$ .

“orogen-perpendicular extension” is characterized by  $90^\circ > \gamma > 60^\circ$ .

“oblique extension” is characterized by  $30^\circ < \gamma < 60^\circ$ .

As shown in figure 12a the northwestern Alps are dominated by an orogen-parallel extension, prevailing within a wide belt of the inner Alps. Additionally, a large fan of orogen-perpendicular  $\sigma_3$  axes is obvious from figure 12b, this tendency is especially significant in the southern part of the belt (from the Vanoise area southward). Histograms (figure 13c) give details of the distribution of  $\sigma_3$  axes orientations with respect to the alpine structures for the complete dataset (top), for extensional (middle) and transcurrent (bottom) paleostress tensors. The distribution for all the tensors is roughly 50% for orogen-parallel extensional axes, 27% and 23% for oblique and orogen-perpendicular extensional axes respectively. With histogram classes of  $10^\circ$ , the mode is within the  $0^\circ$ - $10^\circ$  class (orogen-parallel) with more than 60 tensors (20%). The distribution for extensional tensors is almost the same, with a mode in the  $0^\circ$ - $10^\circ$  class. In contrast, there is a bimodal distribution for transcurrent tensors; a first mode lies in the  $0^\circ$ - $10^\circ$  class and a second one in the  $60^\circ$ - $70^\circ$  class ; the relative importance of orogen-perpendicular extensional axes is about 35%. In order to test the robustness of our tensor directions, we established an additional series of histograms (figure 13a) with the angular distribution of extensional axes for good tensors (quality criterion = 1 or =2) and for the best tensors exclusively (quality criterion =1). There is no noticeably change in the histogram shape, but the relative importance of orogen-perpendicular tensors increases whereas the number of oblique tensors gently decreases. This could lead us to consider some oblique tensors as orogen-parallel (or -perpendicular) shifted for measurement or calculation imprecision or block rotations. Of course, oblique tensors could be also regarded as true local direction of extension. The angle between the alpine structures and extensional axes distribution of the stress axes for the five alpine zone defined above is presented in figure 13b. The zone A (Simplon area) presents many orogen-parallel  $\sigma_3$  axes (more than 2/3) and very few orogen-perpendicular tensors ; zone B and C have almost the same distribution as the global dataset. As already seen in figure 8b, zone D presents a bimodal distribution with a small maximum for orogen-perpendicular extensional axes. The number of orogen-perpendicular extensional tensors is greater than for orogen-parallel ones within zone E; it is the only area with this distribution, and it has been interpreted by the normal reactivation of the Basal Penninic Thrust [Sue and Tricart, 1999; 2002]. From a global point of view, the relative amount of orogen-perpendicular paleostress tensors seems to increase from North to South.



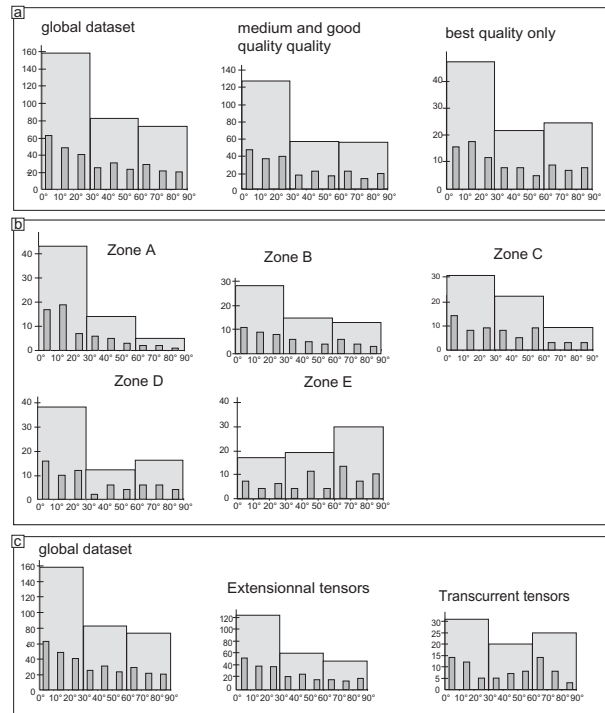


**Figure 12:** Spatial repartition of the extensional axes with respect to the alpine belt.

(a) Orogen-parallel extensional axes ( $\beta < 30^\circ$ , see text for details) plotted onto alpine map. White arrows for transcurrent and black arrows for extensional paleostress tensors. Also are plotted tensors with  $30 < \beta < 45^\circ$ , in pale grey.

(b) Orogen-perpendicular extensional axes ( $\beta > 60^\circ$ ) plotted onto alpine map, with the same colour code than figure 12a ( $90 > \beta > 60^\circ$  in pale grey).

(c) Outline of western Alps and circles used to convert geographical coordinates into polar coordinates. The grey bend represents the area where we performed paleostress calculation ( $-19^\circ < \gamma < 69^\circ$  and  $147.8 \text{ km} < r < 246.5 \text{ km}$ ).



**Figure 13:** histograms of the angular relationship between alpine trend and  $\sigma_3$  orientation.

0° = Orogen-parallel  $\sigma_3$  axes

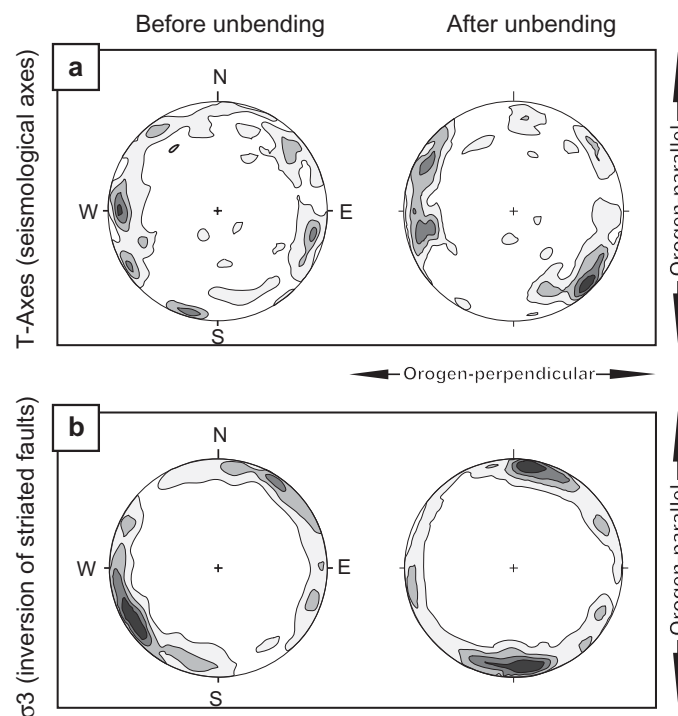
90° : Orogen-perpendicular  $\sigma_3$  axes.

(a) Angles are plotted within 10° and 30° class size for the whole dataset (left), medium and good quality criterion tensors (middle) and only best quality tensors (right). Despite the ever predominance of orogen-parallel tensors, best quality tensors appear to be slightly more “orogen-perpendicular” than lower quality.

(b) Histograms of  $\beta$  angle for each zone separately, within 10° and 30° class size. See text for discussion.

(c) Angular relationship between extensional axes ( $\sigma_3$ ) plotted into histograms with 10° and 30° class size histograms for global dataset (left), extensional tensors (middle) and transcurrent tensors (right). See text for details

In order to compare the paleostress results with the current direction of extension based on the inversion of focal plane mechanisms of earthquakes [Delacou et al., 2004], we used the same polar coordinates to analyse seismotectonic extensional axes. T-axes are from Delacou et al. [2004] and have been chosen only within the area of our fault analysis ( $-19^\circ < \tau < 69^\circ$  and  $147.8 \text{ km} < \rho < 246.5 \text{ km}$ ). We then plotted the orientation of T-axes (seismotectonics) and  $\sigma_3$  axes (brittle deformation) in geographic coordinates ( $\beta$ ) and in alpine angular coordinates ( $\gamma$ ), with N-S orientation corresponding to orogen-parallel extension and E-W orientation corresponding to orogen-perpendicular (figure 14). The seismotectonic T-axes contouring (figure 14a) shows no obvious direction of extension, because of the curved shape of the northwestern Alps; however, in polar coordinates, a systematic pattern appears, almost E-W to WNW-ESE oriented, that is to say perpendicular to the alpine structures. In contrast, the contouring of  $\sigma_3$  axes (figure 14b)



**Figure 14:** Contouring plot of seismotectonic T-axes and  $\sigma_3$  orientation calculated from fault measurements (Gauss counting method with  $k=100$  [Robin and Jowett, 1986], contour at 1, 2, 3 and 4).

(a) T-axes from Delacou et al. [2004] database within our area of interest (grey bend of the figure 12c). Left stereoplot is a classical contouring of T-axes, in the geographical coordinates. Right stereoplot is the orientation of T-axes with respect to the alpine structures (“alpine polar” coordinates). E-W to NW-SE orientation indicate an orogen-perpendicular direction of extensional axes.

(b)  $\sigma_3$  (this paper) contouring in geographical coordinates (left) and with respect to the alpine structures (“alpine polar coordinates”, right). The main orogen-parallel signal (“N-S”) clearly appear, whereas the orogen-perpendicular (“E-W”) is less expressed.

shows a NE-SW general trend of extension, which becomes “N-S” in polar coordinates, that is to say orogen-parallel, with a minor portion E-W oriented.

Clearly speaking, the polar representation of extensional axes in the western Alps indicates major orogen-parallel (and a minor orogen-perpendicular) extension for Neogene brittle deformation, whereas current seismotectonics T-axes are clearly orogen-perpendicular oriented.

## 4. Discussion

### 4.1. Overview of Present-day deformation

If convergence between Africa and Europe is now well established on the global scale, with a rate from 3 to 8 mm/year at the longitude of the western Alps [Demets et al., 1994; Nocquet et al., 2001], recent geodetic survey [Sue et al., 2000; Calais et al., 2002; Oldow et al., 2002; Vigny et al., 2002] failed to demonstrate any convergence within the western Alps. Oppositely, the strain vector along a Lyon-Torino baseline is very low (less than 1mm/yr), maybe in EW extension [Calais et al., 2002; Vigny et al., 2002]; furthermore, movement between the northern part of the Apulian microplate and the stable Europe appears to be insignificant [Oldow et al., 2002]. Then the large scale convergence seems to be consumed in other orogens (Dinarides, Magrebides, Eastern Alps, Appenines...) in a complex manner. Geodetic surveys often locally agree with seismotectonic deformations [Martinod et al., 1996; Calais et al., 2000; Sue et al., 2000; Martinod et al., 2001; Calais et al., 2002].

Seismological studies have been performed in the alpine belt from decades ago [Rothé, 1941; Pavoni, 1961; Fréchet, 1978; Pavoni, 1980; 1986; Béthoux et al., 1988; Deichmann and Rybach, 1989], but the extensional tectonics has been observed since 10 years only [Maurer, 1993; Eva et al., 1998; Sue et al., 1999; Baroux et al., 2001; Kastrup, 2002; Sue et al., 2002; Delacou et al., 2004]. This extensional regime is widely developed in the inner part of the alpine belt (roughly the internal zones) and determine a large bow of extensional deformation. As demonstrated by Delacou et al. [2004], this extensional deformation is located over overthickened crust. Furthermore, the direction of T-axes (tensional axes of earthquakes), as well as calculated  $\sigma_3$  axes (inversion of population of earthquakes) are fan-shaped oriented, perpendicular to the alpine belt (orogen-perpendicular extension, see figure 14 and Delacou et al. [Delacou et al.]). Only few compressional earthquakes has been recorded, and they are mainly located at the bottom of the alpine topography (and thick crust). The orogen-perpendicular extension is directionally consistent with the orogen-perpendicular extension we determined with faults analyses (figure 12b).

### 4.2. The neogene brittle deformation

In the present paper, we highlighted the large amount of brittle extensional tectonics in the inner western Alps. This is noticed with the amount of calculated extensional paleostress tensors *vs.* transcurrent paleostress tensors (almost 80% / 20%) as well as the amount of normal faults measured *vs.* transcurrent fault (almost 85% / 15 %). Fieldwork chronological evidences demonstrates an opposite chronology between the Valais area and the rest of the alpine belt : transcurrent tectonics is clearly younger in the south part of the inner western Alps, whereas it is older in the Valais area. The limit between these chronologies seems to be somewhere in the east side of the Mont-Blanc massif, in the Aosta area (figure 10). The orientation of extensional axes, however, is the same for transcurrent and extensive regimes and we observe only a swap between  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$ .

The extensional tectonics is expressed in the whole inner western arc, from the Simplon



pass to the northern tip of the Argentera massif. Then, the main direction of extensional axes is parallel to the alpine structures (figure 5, figure 8 and figure 12), as observed in the eastern Alps. A minor part of  $\sigma_3$  axes are oriented perpendicularly to the alpine structures; this part of orogen-perpendicular extension is more significant for good quality tensors and / or transcurrent tensor. From a directional point of view, this orogen-perpendicular extensional axes could be linked to current seismological regime. It could also be locally related to older extensional structures induced by relative uplift of large alpine units : inversion as detachment of the major BPT behind the Pelvoux massif [Sue and Tricart, 1999], ductile to brittle E-W extension along the western flank of the Gran Paradiso metamorphic dome [Rolland et al., 2000] or large W-dipping normal fault in the west side of the Dora-Maira and Viso massif [Schwartz et al., 2004; Tricart et al., 2004b] during the Miocene. Regrettably, an important limit of our work is the lack of absolute chronology for faulting. Nevertheless, given the brittle nature of faults, this extension is clearly post-metamorphic. Faults clearly crosscut (and thus postdate) folds, shistosity and ductile nappe related structures, even if some movements occur early, at the ductile-brittle transition. Furthermore, the large diversity of fault plane mineralisations (calcite, quartz, hematite, talc, amphibole, chlorite...), the variety of movement-related lineations (slikenfibers, scratches, striations) and the aspect of rocks in the vicinity of the fault plane (cataclasite, unconsolidated cataclasite, fault breccia and fault gouges) suggest a very large variation of faulting conditions (temperature, depth, fluid pressure and composition) and therefore a long brittle history. Indeed, the fault population observed in the western Alps for this study are a temporal integration of all brittle deformation occurred in this area, from ductile-brittle transition to the present-day, with several P-T-t final exhumation paths.

#### 4.3. Geodynamical interpretations

Extensional processes are a common feature in evolved orogen and have been widely described [e.g. Wernicke and Burchfield, 1982; Dewey, 1988; Molnar and Lyon-Caen, 1988; Le Pichon and Chamot-Rooke, 1991; Doglioni, 1995; Rey et al., 2001]. Extension coaxial to the main direction of convergence as been observed in the Andes [Dalmayrac and Molnar, 1981; Sébrier et al., 1985; Deverchere, 1988], the Himalayans [Molnar and Tapponnier, 1978; Armijo et al., 1986; Herren, 1987; England and Houseman, 1989; Harrison et al., 1992] and the Basin and Range [Lister and Davis, 1989; Thatcher et al., 1999]. This coaxial extension (perpendicular to the trend of the belt) has mostly been interpreted in term of orogenic collapse. The beginning of such an extensional regime is due to subtle changes in a complex equilibrium, such as decreasing rate of convergence, increasing erosion rate, temperature / time-dependant internal strength variation or isostatic reequilibration due to slab behaviour [Avouac and Burov, 1996]. In the Western and Central Alps, the location of extensional tectonics, the orientation of extensional axes, as well as the lack of current convergence along the Lyon-Torino baseline have led to propose the western Alps deformation to be guided by buoyancy forces and then to be in a stage of post-orogenic collapse [Delacou et al., 2004; in press], driven by buoyancy and gravitational forces. This collapse involve extension perpendicular to the axis of maximal overthickness of the belt.

Oppositely, extensional deformation described in the eastern Alps [Selverstone, 1988; Ratschbacher et al., 1989; Peresson and Decker, 1997; Meyre et al., 1998; Frisch et al., 2000] and central Alps [Mancel and Merle, 1987; Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994; Nievergelt et al., 1996] are interpreted in term of syncollisional extension, with a main direction of extension oriented along the strike of the belt, and perpendicularly to the main shortening direction. Thus, this orogen-parallel extension have been interpreted as lateral extrusion, from the Lepontine Dome toward the Pannonian basin. The back-arc extension behind the Carpatian

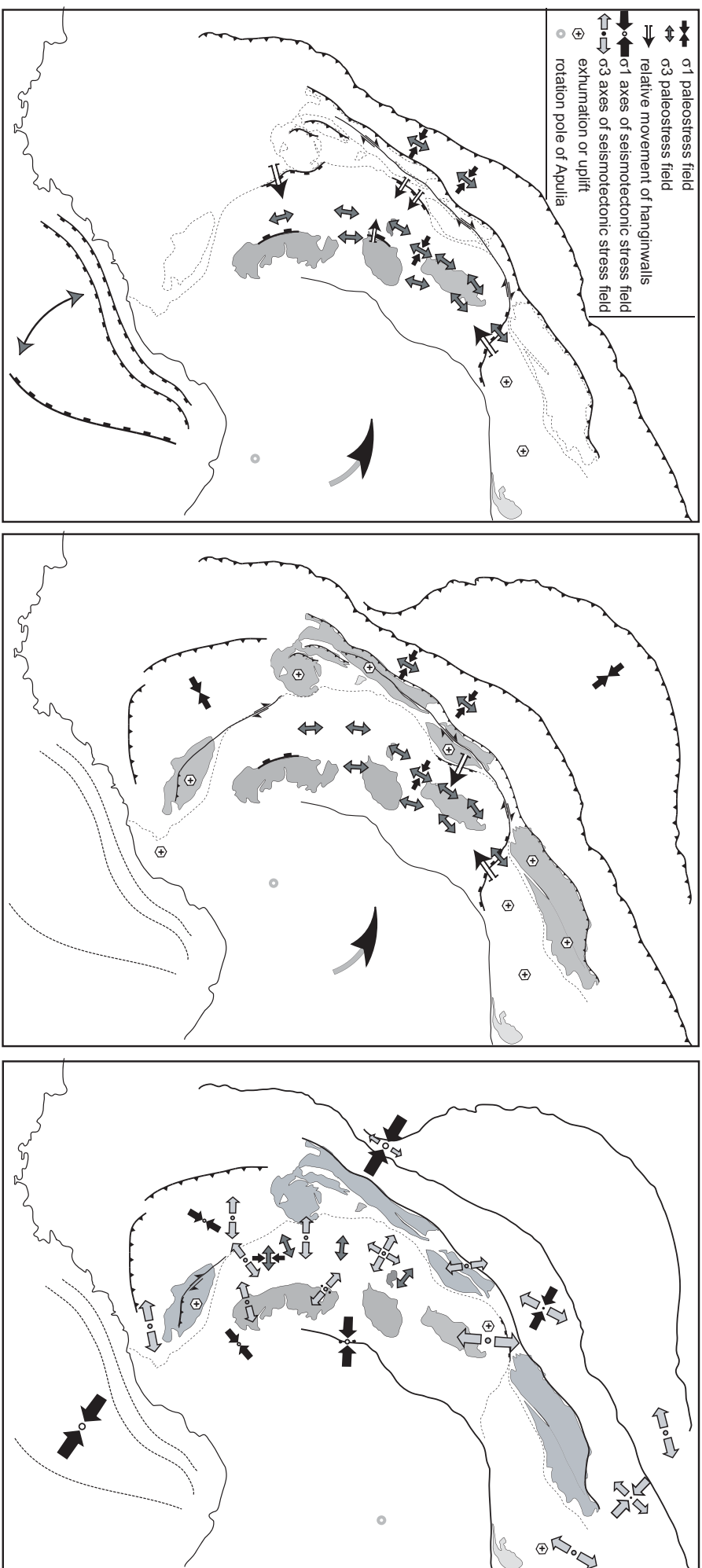
arc was proposed to be the main driving force for such mechanism [Seghedi et al., 1998]. As recently supported by numerical modelling [Seyferth and Henk, 2004], lateral extrusion largely prevails in an evolved orogen ; free boundary and overthickened crust are described as favoring factors, the plate convergence, however, remaining the principal cause.

In the western Alps, we have suggested the orogen-parallel extension to be due to lateral extrusion toward the South [Champagnac et al., 2004]. The opening of Ligurian sea during Lower and Middle Miocene [Vigliotti and Langenheim, 1995; Carminati et al., 1998a; 1998b; Rollet et al., 2002; Rosenbaum et al., 2002; Speranza et al., 2002] would be the free boundary for the development of large scale lateral extrusion. However, the passage between the inner extensional zones of the Alps and the Ligurian basin is not straightforward : the southernmost part of the alpine belt is highly arcuated, with the presence of the Argentera massif and Ligurian Alps. Nevertheless, as suggested by fission tracks studies, exhumation of the southern part of the W-alpine belt start in the late Miocene, with a rapid uplift since the Pliocene [Bigot-Cormier et al., 2000; Foeken et al., 2003]. This uplift began during the stop of the Ligurian sea opening (Upper Miocene). Therefore, the Lower Miocene alpine arc would be less arcuated than actually [c.f. Collombet et al., 2002], with a direct relationship between extensional inner Alps and the oceanic basin.

In the eastern Alps, lateral extrusion is accommodated by large conjugated dextral and sinistral faults. In the western Alps, large and long-lived dextral transcurrent faults are observed all along the belt, [e.g. Gurlay and Ricou, 1983; Ménard, 1988; Sartori, 1993; Tricart et al., 1996], but only few sinistral faults (except the Ospizio Sottile fault after Bistacchi et al. [2000] and within Schistes lustrés of the Queyras-Ubaye [Tricart et al., 2004a]). Several authors considered this curved and largely predominant dextral strike-slip to be due counterclockwise rotation of the northern tip of the Apulian indenter [Goguel, 1963; Gidon, 1974; Anderson and Jackson, 1987; Ménard, 1988; Vialon et al., 1989; Laubscher, 1991; Pavoni, 1991; Pavoni et al., 1997; Thomas et al., 1999; Collombet et al., 2002]. The scarcity of sinistral faults could therefore interpreted as a consequence of rotation of indenter.

Consequently, we propose in this paper that the inner western Alps suffered a large scale lateral extrusion toward the opening Ligurian sea, at least during Lower to Middle Miocene. This lateral extrusion is the origin of the main brittle deformation observed in the field, with large scale orogen-parallel extension.

A significant part of the extensional deformation, however differs significantly from orogen-parallel orientation : orogen-perpendicular or oblique extensional axes are observed all around the belt. The origin of orogen-perpendicular extension needs to be discussed: An important part of the extension previously observed in the western Alps is located in the hangingwall of large normal faults, and occurs under ductile-brittle transition and brittle conditions. This extension is induced by up-doming of basement nappe exhumation. It has been observed close to the Simplon pass [Mancktelow, 1992], in the vicinity of the Gran Paradiso and Ambin Dôme [Rolland et al., 2000; Ganne et al., 2004], and in the Viso and Dora-Maira massifs [Schwartz, 2002; Tricart et al., 2004b]. Extension has also been observed in the hangingwall of the reactivated BPT, in the Briançonnais area [Sue and Tricart, 2003] and in the east side of the Mont-Blanc massif [Seward and Mancktelow, 1994; Aillères et al., 1995; Cannic et al., 1999]. Because of the dynamics of such relative uplift, this extensional tectonics is intimately linked to large scale compressional deformation (“deep indenter” [e.g. Schwartz et al., 1999]). The orogen-parallel extrusion described above is also the consequence of shortening in-between the limits of the alpine orogeny. Therefore, Miocene extensional tectonics can be the results of the interaction between major alpine-scale orogen-parallel extension and regional-scale “dome-related” extension. The consequence could explain the local multitrend extension (low  $\Phi$  ratio) observed.



**Figure 15:** Three snapshots of Neogen to current alpine history.  
 (a) Orogen-parallel extension, directly related to extrusion toward the Ligurian basin and the indentation / rotation of the Apulian microplate. The external zones still underwent under compressive deformation  
 [Dewey et al., 1989; Soom, 1990; Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994; Tricart et al., 1996; Carminati et al., 1998a; Cannic et al., 1999; Bistacchi et al., 2000; Dick, 2000; Collombet et al., 2002; Rollet et al., 2002; Grosjean et al., 2004; Malusa, 2004; Schwartz et al., 2004; Tricart et al., 2004b; Dumont et al., in press].  
 (b) Tectonic regime after the end of the Ligurian basin opening, characterized by propagation of the alpine front toward the NW (Jura) and the SW (Digne nappe), dextral motion all along the belt and uplift of the external crystalline massifs. Extensional orogen-parallel deformation still occurs in internal zones, but seems to decrease toward the South.  
 [Mauiffet et al., 1980; Burkhard, 1988; Dewey et al., 1989; Soom, 1990; Mancktelow, 1992; Seward and Mancktelow, 1994; Burkhard and Sommaruga, 1998; Bigot-Cormier et al., 2000; Bogdanoff et al., 2000; Collombet et al., 2002; Homberg et al., 2002; Foecken et al., 2003].  
 (c) Orogen-perpendicular extension related to recent paleostress field [this study, Sue and Tricart 2003] and current strain and stress fields from Delacou et al. [2004] inferred from seismotectonics inversion. The orientation of extensional axes is perpendicular to the belt, whereas there is only few compression in the external zone. This fan-shaped extensional axes is also related to the lack of geodetic shortening in the western Alps.



In summary, our preferred interpretation of the observed extension patterns is shown in figure 15 which presents 3 snapshots of Neogen alpine history:

Figure 15a presents the main stage of orogen-parallel extension, directly related to extrusion toward the Ligurian basin, under brittle conditions. This stage predates the end of the Ligurian basin opening, at 11Ma.. The external zones still undergoes compressive deformation.

Figure 15b presents the state of stress and strain after the end of the Ligurian basin opening. Some orogen-parallel extension could be still active. This Upper Miocene –Pliocene stage is characterized by rapid uplift of the ECM, thrusting in the Jura and Dignes nappe systems and dextral motion all along the belt.

Figure 15c presents the orogen-perpendicular extension related to recent paleostress field [this study, Sue and Tricart 2003] and current strain and stress fields from Delacou et al. [2004] inferred from seismotectonics inversion. The orientation of extensional axes is perpendicular to the belt, whereas compression is limited to a few locales in the external zone

## 5. Conclusions

This work fill the gap of brittle deformation analyses between previous studies. From direct inversion method, 66 new paleostress tensors have been calculated in the Vanoise / Maurienne area (French Alps), inbetween the Aosta Valley [Champagnac et al., 2004] and the Briançonnais area [Sue and Tricart, 2003]. The observed tectonic regime is largely extensional, with  $\frac{1}{4}$  of transcurrent paleostress tensors. The main direction of  $\sigma_3$  axes, for both transcurrent and extensional paleostress tensors, is N-S oriented, parallel to the alpine structures. A minor part of  $\sigma_3$  axes is E-W oriented, perpendicular to the alpine structures. We also performed a synthesis in the entire bend of the inner western Alps of brittle deformation analyses, based on inversion of fault populations. This synthesis highlight the major orogen-parallel direction of extension for the complete internal bend of the western Alps : the  $\sigma_3$  axes are oriented like the alpine structures, from N065° in the Simplon and Valais area (Swiss Alps) to N-S in the Vanoise massif, and to NW-SW southward, in the Briançon area. We consider this extension to be related to an extrusion phenomenon toward the South during the Apulian indentation. The opening of the Ligurian sea during Lower to Middle Miocene is a free boundary, which could help this extrusion.

A minor part of  $\sigma_3$  axes is oriented perpendicular or oblique to the alpine structures. This direction of extension increase toward the South, and is important in the Briançon area. The origin of this extension seems to be induced by uplift or updoming of External or Internal Crystalline Massifs (during apulian indentation), or related the current state of stress.

Last, but not least, a transcurrent regime predates the extension in the Valais area, and postdates it in the other parts of the belt. The  $\sigma_3$  axes related to the transcurrent paleostress tensors are consistant with  $\sigma_3$  axes related to extensional paleostress tensors. Stress axes permutations, induced by local or regional perturbations, and counterclockwise rotational tectonics of the Apulian microplate explain transcurrent tectonics in the inner western Alps, which is blended with extensional tectonics in the belt.

## 6. Acknowledgments

This work was supported by the Neuchâtel and Grenoble (UJF) Universities and by the Swiss National Science Found (grant # 21-61684.00 and # 200020-101625/1).

## 7. References

- Agard, P., M. Fournier, and O. Lacombe, Post-nappe brittle extension in the inner Western Alps (Shistes Lustrés) following ductile exhumation: a record of synextension block rotation?, *Terra Nova*, 15, 2003.
- Aillères, L., J. Bertrand, J. Macaudière, and M. Champenois, New structural data from the "Zone Houillière Briançonnaise" (French Alps), nealpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front., *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 321, 247-254, 1995.
- Albarello, D., E. Mantovani, D. Babbucci, and C. Tamburelli, Africa-Eurasia Kinematics - Main Constraints and Uncertainties, *Tectonophysics*, 243, 25-36, 1995.
- Anderson, H., and J. Jackson, Active tectonics in the Adriatic region, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 91, 937-983, 1987.
- Angelier, J., Sur l'analyse de mesures recueillies dans les sites faillés : l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 281, 1805-1808, 1975.
- Angelier, J., Determination of the mean principal direction of stress for a given fault population., *Tectonophysics*, 56, 17-26, 1979.
- Angelier, J., Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophysical Journal International*, 103, 363-376, 1990.
- Angelier, J., and J. Goguel, Sur une méthode simple de détermination des axes principaux de contrainte pour une population de faille., *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 288, 307-310, 1979.
- Angelier, J., and P. Mechler, Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits., *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 1309-1318, 1977.
- Angellier, J., Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress -III. A new rapid direct inversion method by analytical means., *Geophysical Journal International*, 103, 363-376, 1990.
- Argus, D.F., R.G. Gordon, C. Demets, and S. Stein, Closure of the Africa-Eurasia-north America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 94, 5585-5602, 1989.
- Armijo, R., P. Tapponnier, J.-L. Mercier, and T.L. Han, Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonics implications, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 91, 1986.
- Avouac, J.P., and E.B. Burov, Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 101, 17747-17769, 1996.
- Ballèvre, M., Y. Lagabrielle, and O. Merle, Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps, *Mémoire de la société Géologique de France*, 156, 27-236, 1990.
- Baroux, E., N. Béthoux, and O. Bellier, Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms, *Geophysical Journal International*, 145, 336-348, 2001.
- Beaumont, C., S. Ellis, J. Hamilton, and P. Fullsack, Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine- type compressional orogens, *Geology*, 24, 675-678, 1996.
- Béthoux, N., M. Cattaneo, P.Y. Delpech, C. Eva, and J.-P. Réhault, Mécanismes au foyer de séismes en mer Ligure et dans le sud des Alpes occidentales : résultats et interprétation, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 307, 71-77, 1988.
- Bigot-Cormier, F., G. Poupeau, and M. Sosson, Denudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons): Differential denudations of the Argentera Alpine external crystalline massif (SE France) revealed by fission track thermochronology (zircons, apatites). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330, 363-370, 2000.
- Bistacchi, A., G.V. Dal Piaz, M. Massironi, M. Zattin, and M.L. Balestrieri, The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene- Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps, *International Journal of Earth Sciences*, 90, 654-667, 2001.
- Bistacchi, A., E. Eva, M. Massironi, and S. Solarino, Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology., *Journal of Geodynamics*, 30, 205-228, 2000.
- Bistacchi, A., and M. Massironi, Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach, *Tectonophysics*, 327, 267-292, 2000.
- Bogdanoff, S., A. Michard, M. Mansour, and G. Poupeau, Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps, *Terra Nova*, 12, 117-125, 2000.
- Bott, M.H., The mechanism of oblique slip faulting, *Geol. Mag.*, 96, 109-117, 1959.
- Brouwer, F.M., D.M.A. van de Zedde, M.J.R. Wortel, and R.L.M. Vissers, Late-orogenic heating during exhumation: Alpine PTt trajectories and thermomechanical models, *Earth and Planetary Science Letters*, In Press, Corrected Proof, 2004.
- Burkhard, M., L'helvetique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 81, 63-114, 1988.
- Burkhard, M., and A. Sommaruga, Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt., in *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, vol. 134, edited by A. Mascles, C. Puigdefàbregas, H.P.

- Luterbacher and M. Fernández, Geological Society Special Publication, London, 1998.
- Calais, E., L. Galisson, J.F. Stephan, J. Delteil, J. Deverchere, C. Larroque, B.M. de Lepinay, M. Popoff, and M. Sosson, Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948-1998, *Tectonophysics*, 319, 1-17, 2000.
- Calais, E., J.M. Nocquet, F. Jouanne, and M. Tardy, Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996-2001., *Geology*, 30, 651-654, 2002.
- Cannic, S., J.-L. Mugnier, and J.-M. Lardeaux, Neogene extension in the Western Alps, *Memorie di Scienze Geologiche, Padova*, 51, 33-45, 1999.
- Carminati, E., M.J.R. Wortel, P.T. Meijer, and R. Sabadini, The two-stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model, *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 667-679, 1998a.
- Carminati, E., M.J.R. Wortel, W. Spakman, and R. Sabadini, The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence, *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 651-665, 1998b.
- Carraro, F., G. Guibaud, M. Giardino, and A. Perotto, Intense deformazioni in depositi fluvioglacustri olocenici nella media valle d'Aosta, *Atti Tic. Sc. Terra*, 1, 123-136, 1994.
- Ceriani, S., B. Fugenschuh, and S.M. Schmid, Multi-stage thrusting at the «Penninic Front» in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs, *International Journal of Earth Sciences*, 90, 685-702, 2001.
- Champagnac, J.D., C. Sue, B. Delacou, and M. Burkhard, Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais), *Eclogae geologicae Helvetiae*, 96, 325-338, 2003.
- Champagnac, J.D., C. Sue, B. Delacou, and M. Burkhard, Brittle deformation in the inner northwestern Alps : from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse, *Terra Nova*, 16, 232-242, 2004.
- Choukroune, P., M. Ballèvre, P. Cobbold, Y. Gautier, O. Merle, and J.P. Vuichard, Deformation and motion in the western alpine arc, *Tectonics*, 5, 215-226, 1986.
- Collombet, M., J.C. Thomas, A. Chauvin, P. Tricart, J.P. Bouillin, and J.P. Gratier., Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data., *Tectonics*, 21, 352-366, 2002.
- Crétaux, J.-F., L. Soudarin, A. Cazenave, and F. Bouillé, Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 103, 30167-30181, 1998.
- Dal Piaz, G.V., G. Venturelli, and A. Scolari, Calc-alkaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the internal northwestern Alps, in *Memorie di Scienze Geologiche*, vol. 32, Università di Padova, 1979.
- Dalmayrac, B., and P. Molnar, Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 473-481, 1981.
- Debelmas, J., J. Desmons, F. Carraro, P. Giraud, G. Monjuvent, and R. Sacchi, Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/250000, feuille d'Annecy., B.R.G.M., Orléans, 1979.
- Debelmas, J., and C. Kerckhove, Les Alpes franco-italiennes., *Géologie Alpine*, 56, 21-58, 1990.
- Deichmann, N., and L. Rybach, Earthquakes and temperatures in the lower crust below the Northern Alpine Foreland of Switzerland, *Geophysical Monograph*, 51, 197-213, 1989.
- Delacou, B., C. Sue, J.D. Champagnac, and M. Burkhard, Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis, *Geophysical Journal International*, 158, 753-774, 2004.
- Delacou, B., C. Sue, J.D. Champagnac, and M. Burkhard, Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational reequilibration constrained by numerical modelling, *Journal of Geological Society of London, DRT03 special publication*, in press.
- Demets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194, 1994.
- Desmons, J., J. Arahamian, R. Compagnoni, L. Cortesogno, M. Frey, L. Gaggero, G. Dallagiovanna, S. Seno, and L. Radelli, Alpine metamorphism of the western Alps: middle to high P/T metamorphism., *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen Zürich*, 79, 89-110, 1999.
- Deverchere, J., Extension crustale dans un contexte de convergence de plaques : l'exemple des Andes du Pérou central contraint par des données sismotectoniques., Ph.D. thesis, Orsay, Paris, 1988.
- Dewey, J.F., Extensional collapse of orogens., *Tectonics*, 7, 1123-1139, 1988.
- Dewey, J.F., M.L. Helman, E. Turco, D.W.H. Hutton, and S.D. Knott, Kinematics of the western Mediterranean., in *Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication*, edited by M. Coward, D. Dietrich and R. Park, pp. 265-283, Blackwell scientific publication, 1989.
- Diamond, L.W., Fluid inclusion evidence for P-V-T-X evolution of hydrothermal solutions in Late-Alpine gold-quartz veins at Brusson, Val d'Ayas, northwest Italian Alps., *American Journal of Science*, 290, 912-958, 1990.
- Dick, P., Tectonic transport directions in the Helvetic-subalpine thrust system of the NW-alpine Arc., unpublished Ph.D thesis, Neuchâtel, 2000.
- Dogliani, C., Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings, *Tectonophysics*, 252, 253-267, 1995.
- Dumont, T., J.D. Champagnac, C. Crouzet, and P. Rochat, Multistage Alpine shortening in Central Dauphiné (French Western Alps) : implications for pre-Alpine restoration., *Tectonophysics*, in press.
- England, P., and G. Houseman, Extension during active convergence, with application to the Tibetan Plateau, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 94, 17561-17579, 1989.
- Escher, A., and C. Beaumont, Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps, *Journal of Structural Geology*, 19, 955-974, 1997.
- Escher, A., J.C. Hunziker, M. Marthaler, H. Masson, M. Sartori, and A. Steck, Geological framework and structural evolution of the Western Swiss-Italian Alps, in *Deep structures of the Swiss Alps : results of NRP20*, edited by O.A. Pfiffner, P.



- Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, pp. 205-222, Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Berlin, 1997.
- Eva, E., S. Pastore, and N. Deichmann, Evidence for ongoing extensional deformation in the Western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland, *Journal of Geodynamics*, 26, 27-43, 1998.
- Foeken, J.P.T., T.J. Dunai, G. Bertotti, and P.A.M. Andriessen, Late Miocene to present exhumation in the Ligurian Alps (southwest Alps) with evidence for accelerated denudation during the Messinian salinity crisis, *Geology*, 31, 797-800, 2003.
- Ford, M., Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux massif, SE France, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 89, 269-295, 1996.
- Fréchet, J., Sismicité du sud-est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique, Thèse de doctorat d'Etat, Université des Sciences, Technologies et Médecine, Grenoble, 1978.
- Frey, N., J. Desmons, and F. Neubauer, Metamorphic maps of the Alps, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen Zürich*, 79, 1-4, 1999.
- Frisch, W., Tectonics progradation and plate tectonic evolution of the Alps, *Tectonophysics*, 60, 131-139, 1979.
- Frisch, W., I. Dunkl, and J. Kuhlmann, Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps, *Tectonophysics*, 327, 239-265, 2000.
- Ganne, J., J.-M. Bertrand, and S. Fudral, Geometry and kinematics of early Alpine nappes in a Briançonnais basement (Ambin Massif, Western Alps), *Comptes Rendus Geosciences*, 336, 1219-1226, 2004.
- Gidon, M., L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire ?, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 278, 21-24, 1974.
- Goffé, B., and C. Chopin, High pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences., *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen Zürich*, 66, 41-52, 1986.
- Goguel, J., L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales., *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 20-33, 1963.
- Gourlay, P., and L.E. Ricou, Le jeu décrochant dextral tardif de la suture de Chamonix (Alpes françaises et suisses), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 296, 927-932, 1983.
- Grasemann, B., and N.S. Mancktelow, Two-dimensional thermal modelling of normal faulting : the Simplon Fault Zone, Central Alps, Switzerland, *Tectonophysics*, 225, 155-165, 1993.
- Grosjean, G., C. Sue, and M. Burkhard, Late Neogene brittle extension in the vicinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland., *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97, 33-46, 2004.
- Harrison, T.M., P. Copeland, W.S.F. Kidd, and A. Yin, Raising Tibet, *Science*, 255, 1663-1670, 1992.
- Herren, E., Zaskar shear zone; northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, 15, 409-413, 1987.
- Hombert, C., F. Bergerat, Y. Philippe, O. Lacombe, and J. Angelier, Structural inheritance and Cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics*, 357, 137-158, 2002.
- Hu, J.C., and J. Angelier, Stress permutations: Three dimensional distinct element analysis account for a common phenomenon in brittle tectonics, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 109, 2004.
- Kastrup, U., Seismotectonics and stress-field variations in Switzerland, Ph.D. thesis, ETH, Zürich, 2002.
- Kastrup, U., M.L. Zoback, N. Deichmann, K. Evans, and D. Giardini, Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 109, 2004.
- Laubscher, H., The arc of the Western Alps today, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 84, 631-659, 1991.
- Lazarre, J., P. Tricart, and T. Villemin, L'extension cassante tardi-orogénique dans les schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales, France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 319, 1415-1421, 1994.
- Le Pichon, X., and N. Chamot-Rooke, Extension of continental crust, in *Controversies in modern geology*, edited by A.P. Ltd., pp. 313-338, 1991.
- Lemoine, M., T. Bas, A. Arnaud-Vanneau, A. Arnaud, T. Dumont, M. Gidon, M. Bourbon, P.-C. Graciansky, J.-L. Rudkiewicz, J. Mégard-Galli, and P. Tricart, The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps, *Marine and Petroleum Geology*, 3, 179-199, 1986.
- Lemoine, M., P.-C. Graciansky, and P. Tricart, *De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes*, Gordon and Breach Science Publishers, 2000.
- Lickorish, W.H., M. Ford, J. Bürgisser, and P.R. Cobbold, Arcuate thrust systems in sandbox experiments: A comparison to the external arcs of the Western Alps, *Geological Society of America Bulletin*, 114, 1089-1107, 2002.
- Lister, G.S., and G.A. Davis, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA., *Journal of Structural Geology*, 11, 65-94, 1989.
- Malusa, M.G., Post-metamorphic evolution of the western Alps: kinematics constraints from a multidisciplinary approach (geological mapping, mesostructural analysis, fission-track dating, fluid inclusion analysis), Ph.D. thesis, 319 pp., Torino, 2004.
- Mancel, P., and O. Merle, Kinematics of the northern part of the Simplon line (central Alps). *Tectonophysics*, 135, 265-275, 1987.
- Mancktelow, N.S., The Simplon line : a major displacement zone in the western Lepontine Alps, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 78, 73-96, 1985.
- Mancktelow, N.S., The Simplon fault zone, *Breit. Geol. Karte Schweiz (NF)*, 163, 74 pp., 1990.
- Mancktelow, N.S., Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps : Evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland), *Tectonophysics*, 215, 295-317, 1992.
- Martinod, J., F. Jouanne, J. Taverna, G. Ménard, J.F. Gamond, X. Darmendrail, J.C. Notter, and C. Basile, Present-day

- deformation of the Dauphine (SE France) Alpine and Subalpine massifs, *Geophysical Journal International*, 127, 189-200, 1996.
- Martinod, J., L. Roux, J.F. Gamond, and J.P. Glot, Present-day deformation of the Belledonne Massif (External Alps, France): comparison triangulation-GPS, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 713-721, 2001.
- Mauffret, A., J.P. Rehault, M. Gennesseaux, G. Bellaiche, M. Labarbarie, and D. Lefebvre, Western Mediterranean basin evolution: from distensive to a compressive regime, in *C.N.R. International conference on Sedimentary Basins of Mediterranean Margins.*, edited by F.C. Wezel, C.N.R. Italian Project of Oceanography, Urbino University, 1980.
- Maurer, H., Seismotectonics and upper crustal structure in the Western Swiss Alps., Ph.D. thesis, 159 pp., ETH Zürich, 1993.
- Ménard, G., Structure et cinématique d'une chaîne de collision: Les Alpes occidentales et centrales, Thèse de Doctorat d'état, 278 pp., Université Joseph Fourier, Grenoble, 1988.
- Meyre, C., D. Marquer, S.M. Schmid, and L. Ciancaleoni, Syn-orogenic extension along the Forcola fault: Correlation of Alpine deformations in the Tambo and Adula nappes (Eastern Penninic Alps), *Eclogae Geologicae Helveticae*, 91, 409-420, 1998.
- Michard, A., C. Chopin, and C. Henry, Compression versus extension in the exhumation of the Dora-Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy., *Tectonophysics*, 221, 173-183, 1993.
- Molnar, P., and H. Lyon-Caen, Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts, *Geological Society of America Bulletin*, 218, 179-207, 1988.
- Molnar, P., and P. Tapponnier, Active tectonics of Tibet, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 83, 5361-5375, 1978.
- Mosar, J., G.M. Stampfli, and F. Girod, Western Prealpes Medianes Romandes: Timing and structure. A review, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 89, 389-425, 1996.
- Nievergelt, P., M. Liniger, N. Froitzheim, and R.F. Maehlmann, Early to mid Tertiary crustal extension in the Central Alps; the Turba mylonite zone (eastern Switzerland). *Tectonics*, 15, 329-340, 1996.
- Nocquet, J.-M., Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale, Ph.D. thesis, 307 pp., Université de Nice, 2002.
- Nocquet, J.M., E. Calais, Z. Altamimi, P. Sillard, and C. Boucher, Intraplate deformation in western Europe deduced from analysis of the International Terrestrial Reference Frame 1997 (ITRF97) velocity field, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 106, 11239-11257, 2001.
- Oldow, J.S., L. Ferranti, D.S. Lewis, J.K. Campbell, B. D'Argenio, R. Catalano, G. Pappone, L. Carmignani, P. Conti, and C.L.V. Aiken, Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen., *Geology*, 30, 779-782, 2002.
- Pavoni, N., Faltung durch horizontal verschiebung, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 54, 515-534, 1961.
- Pavoni, N., Comparison of focal mechanisms of earthquakes and faulting in the Helvetic zone of the Central Valais, Swiss Alps, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 73, 551-558, 1980.
- Pavoni, N., Regularities in the pattern of major fault zones of the earth and the origin of arcs. In : Wezel, F.C. ed. - Origin of Arcs, *Elsevier, Amsterdam*, 63-78, 1986.
- Pavoni, N., Bipolarity in structure and dynamics of the Earth's mantle., *Eclogae Geologicae Helveticae*, 84, 327-343, 1991.
- Pavoni, N., H.R. Maurer, P. Roth, and N. Deichmann, Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps., in *Results of NRP 20: deep structure of the Swiss Alps.*, edited by O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzman, S. Mueller and A. Steck, pp. 241-250, Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Berlin, 1997.
- Peresson, H., and K. Decker, The Tertiary dynamics of the northern eastern alps (Austria): Changing palaeostresses in a collisional plate boundary, *Tectonophysics*, 272, 125-157, 1997.
- Pfiffner, O.A., S. Ellis, and C. Beaumont, Collision tectonics in the Swiss Alps: Insight from geodynamic modeling, *Tectonics*, 19, 1065-1094, 2000.
- Philippot, P., Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian western Alps, *Tectonics*, 9, 1143-1165, 1990.
- Platt, J.P., and G.S. Lister, Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps, *Journal of Structural Geology*, 7, 145-160, 1985.
- Ramsay, J.G., Fold and fault geometry in the western Helvetic nappes of Switzerland and France and its simplification for the evolution of the arc of the western Alps, in *Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication*, vol. 45, edited by M. Coward, D. Dietrich and R.G. Park, pp. 33-45, Blackwell scientific publication, London, 1989.
- Ratschbacher, L., W. Frisch, F. Neubauer, and S. Schmid, Extension in compressional orogenic belts; the Eastern Alps; reply., *Geology*, 18, 673-674, 1990.
- Ratschbacher, L., W. Frisch, F. Neubauer, S.M. Schmid, and J. Neugebauer, Extension in compressional orogenic belts : The eastern Alps, *Geology*, 17, 404-407, 1989.
- Ratschbacher, L., O. Merle, P. Davy, and P.R. Cobbold, Lateral extrusion in the Eastern Alps; Part 1, Boundary conditions and experiments scaled for gravity., *Tectonics*, 10, 245-256, 1991.
- Rey, P., O. Vanderhaeghe, and C. Teyssier, Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes, *Tectonophysics*, 342, 435-449, 2001.
- Ritz, J.-F., Champ de contrainte dans les Alpes du Sud depuis 25 millions d'années. Implications géodynamiques et seismotectoniques, Ph.D. thesis, 187 pp., Montpellier, 1991.
- Robin, P.-Y.F., and E.C. Jowett, Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions., *Tectonophysics*, 121, 207-233, 1986.
- Rolland, Y., J.M. Lardeaux, S. Guillot, and C. Nicollet, Syn-convergence extension, vertical pinching and contrasted metamorphic units on the western edge of the Gran Paradise massif (French-Italian Alps), *Geodinamica Acta*, 13,

- 133-148, 2000.
- Rollet, N., J. Deverchère, M.O. Beslier, P. Guennoc, J.P. Rehault, M. Sosson, and C. Truffert, Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean., *Tectonics*, 21, 218-243, 2002.
- Rosenbaum, G., G.S. Lister, and C. Duboz, Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene, *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107-130, 2002.
- Rothé, J.P., Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales, *Annales de l'Institut de Physique du Globe, Strasbourg*, 3, 1-105, 1941.
- Sartori, M., Une carte des décrochements dans la vallée du Rhône., in N. Mancktelow (eds), *Schweizer TektonikerTreffen. Lecture Abstracts, Zürich*, 1993.
- Schmid, S., A. Zingg, and M. Handy, The kinematics of movement along the Insubric Line and emplacement of the Ivrea Zone, *Tectonophysics*, 135, 47-66, 1987.
- Schmid, S.M., and E. Kissling, The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure, *Tectonics*, 19, 62-85, 2000.
- Schwartz, S., La zone piémontaise des Alpes occidentales: un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux, Ph.D. thesis, BRGM Ed. doc. n°302, 341 pp., Université Claude Bernard, Lyon 1, 2002.
- Schwartz, S., J.M. Lardeaux, A. Paul, G. Cattaneo, P. Tricart, S. Guillot, Y. Lagabriele, and G. Poupeau, Syn-convergence extension, mantle indentation, and exhumation of high-pressure rocks : insight from the western Alps, in *EUG 10*, Stasbourg, 1999.
- Schwartz, S., J.M. Lardeaux, G. Poupeau, P. Tricart, and E. Labrin, New apatite and zircon fission-tracks data in the Piemontese zone of Western Alps: tectonic consequences, *Tectonophysics*, in press, 2004.
- Sébrier, M., J.L. Mercier, F. Mégard, G. Laubacher, and E. Carey-Gaihardis, Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in Central Andes of South Peru, *Tectonics*, 4, 739-780, 1985.
- Seghedi, I., I. Balintoni, and A. Szakacs, Interplay of tectonics and neogene post-collisional magmatism in the Intracarpethian region, *Lithos*, 45, 483-497, 1998.
- Selverstone, S.M., Evidences for East-West crustal extension in the eastern Alps : implication for the unroofing history of the Tauern window., *Tectonics*, 7, 87-105, 1988.
- Seward, D., and N.S. Mancktelow, Neogene kinematics of the central and western Alps : Evidence from fission-track dating, *Geology*, 22, 803-806, 1994.
- Seyferth, M., and A. Henk, Syn-convergent exhumation and lateral extrusion in continental collision zones - insights from three-dimensional numerical models, *Tectonophysics*, 382, 1-29, 2004.
- Smith, W.H.F., and P. Wessel, Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, 55, 293-305, 1990.
- Soom, M.A., Abkühlungs und Hebungsgeschichte der Etern Massive und der Penninischen Decken beidseits des Simplon-Rhône-Linie seit dem Oligozän : Spaltspurdaterungen an Apatit/Zirkon und K-Ar Datierungen an Biotit/Muscovit (Westliche Zentralalpen). Ph.D. thesis, 120 pp., Berne, 1990.
- Spang, J.H., Numerical Method for Dynamic Analysis of Calcite Twin Lamellae, *Geological Society of America Bulletin*, 83, 467-472, 1972.
- Speranza, F., I.M. Villa, L. Sagnotti, F. Florindo, D. Cosentino, P. Cipollari, and M. Mattei, Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence, *Tectonophysics*, 347, 231-251, 2002.
- Sperner, B., R. Ott, and L. Ratschbacher, Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation., *Computers & Geosciences*, 19, 1361-1388, 1993.
- Stampfli, G.M., J. Mosar, D. Marquer, R. Marchant, T. Baudin, and G. Borel, Subduction and obduction processes in the Swiss Alps, *Tectonophysics*, 296, 159-204, 1998.
- Steck, A., Structure de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 77, 55-100, 1984.
- Steck, A., J.L. Epard, A. Escher, R. Marchant, and F. Masson, Geological interpretation of the seismic profiles through western Switzerland : Rawil (W1), Val d'Annivier (W2), Mattertal (W3), Zmutt-Zermatt-Findelen (W4), and Val de Bagnes (W5). in *Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps*, edited by O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzman, S. Mueller and A. Steck, Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Berlin, 1997.
- Steck, A., and J. Hunziker, The tertiary structure and thermal evolution of the central Alps - compressional and extensional structures in an orogenic belt., *Tectonophysics*, 238, 229-254, 1994.
- Sue, C., Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes-Approche structurale et sismologique, Ph.D. thesis, 299 pp., Université Joseph Fourier, Grenoble, 1998.
- Sue, C., J.R. Grasso, F. Lahaie, and D. Amitrano, Mechanical behavior of western Alpine structures inferred from statistical analysis of seismicity, *Geophysical Research Letters*, 29, 65-69, 2002.
- Sue, C., J. Martinod, P. Tricart, F. Thouvenot, J.F. Gamond, J. Frechet, D. Marinier, J.P. Glot, and J.R. Grasso, Active deformation in the inner western Alps inferred from comparison between 1972-classical and 1996-GPS geodetic surveys, *Tectonophysics*, 320, 17-29, 2000.
- Sue, C., F. Thouvenot, J. Frechet, and P. Tricart, Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 104, 25611-25622, 1999.
- Sue, C., and P. Tricart, Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 92, 171-181, 1999.
- Sue, C., and P. Tricart, Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constrain on arc dynamic, *Journal of Geological Society of London*, 159, 61-70, 2002.



- Sue, C., and P. Tricart, Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics, *Tectonics*, 22, 2003.
- Thatcher, W., G.R. Foulger, B.R. Julian, J. Svarc, E. Quilty, and G.W. Bawden, Present-day deformation across the Basin and Range Province, Western United States, *Science*, 283, 1714-1718, 1999.
- Thomas, J.C., M.E. Claudel, M. Collombet, P. Tricart, A. Chauvin, and T. Dumont, First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps, *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 561-574, 1999.
- Tricart, P., From passive margin to continental collision: A tectonic scenario for the western Alps, *American Journal of Science*, 284, 97-120, 1984.
- Tricart, P., S. Amaudric du Chaffaut, C. Ayoub, M. Ballèvre, R. Cabby, C. Gout, Y. Lagabriele, D. Leblanc, O.P.P. Le Mer, and P. Saby, Carte géologique de la France, feuille 848 Aiguille-Col Saint Martin., Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 2004a.
- Tricart, P., J.P. Bouillin, P. Dick, L. Moutier, and C.Q. Xing, The high Durance fault-zone and the extensional reactivation of the Briançonnais front thrust, to the SE of the Pelvoux Massif (western Alps), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 323, 251-257, 1996.
- Tricart, P., J.M. Lardeaux, S. Schwartz, and C. Sue, Neogene to current extension in the Internal Western Alps: the overall situation along the Pelvoux-Viso transect, *Tectonophysics*, in press, 2004b.
- Tricart, P., S. Schwartz, C. Sue, and J.-M. Lardeaux, Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alps), *Journal of Structural Geology*, In Press, *Corrected Proof*, 2004c.
- Tricart, P., S. Schwartz, C. Sue, G. Poupeau, and J.-M. Lardeaux, La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes Occidentales): une dynamique miocène à actuelle., *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 49-58, 2001.
- Trumpy, R., Palaeotectonic evolution of the central and western Alps, *Geological Society of America Bulletin*, 71, 843-908, 1960.
- Vialon, P., P. Rochette, and G. Ménard, Indentation and rotation in the Alpine arc., in *Alpine tectonics*, *Geological Society of London Special Publication*, vol. 45, edited by M. Coward, D. Dietrich and R. Park, pp. 329-338, Blackwell scientific publication, 1989.
- Vigliotti, L., and V.E. Langenheim, When did the Sardinia stop rotating ? New paleomagnetic results, *Terra Nova*, 7, 424-435, 1995.
- Vigny, C., J. Chery, T. Duquesnoy, F. Jouanne, J. Ammann, M. Anzidei, J.P. Avouac, F. Barlier, R. Bayer, P. Briole, E. Calais, F. Cotton, F. Duquenne, K.L. Feigl, G. Ferhat, M. Flouzat, J.F. Gamond, A. Geiger, A. Harmel, M. Kasser, M. Laplanche, M. Le Pape, J. Martinod, G. Menard, B. Meyer, J.C. Ruegg, J.M. Scheubel, O. Scotti, and G. Vidal, GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five- year period: 1993-1998, *Journal of Geodesy*, 76, 63-76, 2002.
- Villemin, T., and H. Charlesworth, Stress, an interactive computer programm to determine paleostress axes using data from striated faults., 1992.
- Virlouvet, B., P. Tricart, and T. Villemin, Blocs basculés tardialpins dans les nappes briançonnaises de Haute-Durance (Alpes occidentales, France) et évolution néotectonique des zones alpines internes, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 322, 475-481, 1996.
- Wallace, R.E., Geometry of shearing stress and relation to faulting, *Journal of Geology*, 59, 118-130, 1951.
- Wawrzyniec, T.F., J. Selverstone, and G.J. Axen, Style of footwall uplift along the Simplon and Brenner normal fault system, central and Eastern Alps., *Tectonics*, 20, 748-770, 2001.
- Wernicke, B., and B.C. Burchfield, Modes of extensional tectonics., *Journal of Structural Geology*, 4, 105-115, 1982.
- Wust, G., and D. Silverberg, Northern Combin zone complex-Dent Blanche nappe contact : extension within the convergent Alpine belt., *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen Zürich*, 69, 251-259, 1989.
- Yamaji, A., The multiple inverse method : a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data., *Journal of Structural Geology*, 22, 441-452, 2000.
- Zwingmann, H., and N. Mancktelow, Timing of Alpine fault gouges, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 415-425, 2004.

## 8. Appendix A

name			location				$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		parameters				
N°	n°	site	lon	lat	$\rho$	$\tau$	az	dip	az	dip	az	dip	data	$\phi$	$\alpha$	conf.	$\gamma$
1	1	anniv (1)	7,5641	46,2645	184166	56,87	271	71	82	17	174	9	12	0,52	6	1	62,9
2	2	anniv (2)	7,5641	46,2645	184166	56,87	283	37	68	47	178	18	10	0,49	5,7	3	58,9
3	3	artsin	7,4279	46,1166	177390	51,07	8	61	207	27	113	8	18	0,47	11,5	1	61,9
4	4	cargn	7,5589	46,2326	181472	56,13	285	73	118	17	27	4	18	0,08	6,5	2	29,1
5	5	chevre	7,4318	46,0181	168956	48,75	214	69	38	21	307	1	11	0,2	5,5	2	78,2
6	6	cleus1	7,3219	46,1148	182626	49,06	315	69	172	17	79	12	12	0,06	2,9	2	29,9
7	7	cleus2	7,327	46,1094	181913	49,02	355	53	148	33	247	13	11	0,32	3,2	1	18,0
8	8	couta	7,4913	46,0824	171335	51,50	26	87	154	2	244	2	22	0,22	9,4	1	12,5
9	9	danger	7,3227	46,0212	246457	31,64	320	48	101	35	206	20	16	0,95	6,7	1	5,6
10	10	dix	7,4073	46,0887	176077	50,02	182	9	69	67	271	21	33	0,97	7,3	2	41,0
11	11	emdd (1)	7,8388	46,223	169136	61,94	210	71	309	3	40	19	22	0,06	4,8	2	21,9
12	12	emdd (2)	7,8388	46,223	169136	61,94	250	12	88	78	341	3	13	0,24	7,8	3	80,9
13	13	emmd2	7,8609	46,2319	169192	62,61	202	81	303	2	33	8	16	0,07	7,6	1	29,6
14	14	ergi1	7,7082	46,2959	181165	60,40	250	74	134	7	42	14	11	0,4	5,3	2	18,4
15	15	ergi2	7,7062	46,2898	180655	60,25	226	64	2	19	98	17	9	0,93	9,8	3	37,8
16	16	evole	7,5043	46,1085	172950	52,37	2	53	131	25	233	25	28	0,26	4,3	1	0,6
17	17	findel	7,7856	46,0126	151398	56,30	179	36	326	49	76	17	21	0,77	9,7	2	19,7
18	18	forcl	7,4563	46,0302	168689	49,54	20	64	164	21	260	14	15	0,45	7,7	1	30,5
19	19	furi (1)	7,7326	45,9992	152567	54,71	178	63	26	25	291	11	21	0,08	6,3	1	56,3
20	20	furi (2)	7,7326	45,9992	152567	54,71	5	1	107	83	275	7	9	0,91	5	2	40,3
21	21	gallen	7,7891	46,0486	154558	57,22	53	59	309	8	215	30	9	0,79	4,3	2	22,2
22	22	gorner	7,7867	45,9847	148807	55,65	130	75	227	2	315	15	16	0,04	10	2	79,4
23	23	grime	7,5604	46,1609	174930	54,67	129	82	340	7	249	4	29	0,32	8,6	1	14,3
24	24	ires	7,2418	46,0733	183526	46,66	261	49	48	36	151	17	9	0,24	7,6	3	75,7
25	25	leuker	7,6603	46,3134	184732	59,72	129	58	344	27	146	16	18	0,23	7	2	86,3
26	26	moiry (1)	7,5769	46,1122	169823	53,94	2	32	124	40	248	34	28	0,45	10,3	1	14,1
27	27	moiry (2)	7,5769	46,1122	169823	53,94	277	3	151	84	8	4	24	0,63	16,5	3	45,9
28	28	monv1	7,3596	45,9852	170160	46,53	48	69	204	19	296	8	13	0,11	6,3	3	69,5
29	29	monv2	7,3415	46,005	172711	46,71	334	13	196	72	64	11	25	0,49	9,6	1	17,3
30	30	nax	7,4597	46,2412	186725	54,38	318	82	151	8	61	2	9	0,22	6,1	3	6,6
31	31	nikla	7,7879	46,1638	165410	59,65	152	5	34	79	243	10	22	0,49	12,5	2	3,4
32	32	randa1	7,7751	46,0878	158787	57,76	105	59	241	24	340	19	13	0,78	13,6	3	77,8
33	33	randa2	7,7615	46,0847	159077	57,38	107	73	287	17	17	0	27	0,13	7,5	1	40,4
34	34	rech1 (1)	7,4992	46,2461	185361	55,24	22	23	326	62	118	14	9	0,78	2	2	62,8
35	35	rech1 (2)	7,4992	46,2461	185361	55,24	209	68	58	19	325	10	13	0,13	5	2	89,8
36	36	rech2	7,4953	46,2416	185132	55,07	173	76	276	3	7	14	19	0,03	8,9	1	48,1
37	37	rotba	7,8215	46,0656	154772	58,38	350	46	138	39	242	16	14	0,04	2,4	2	3,6
38	38	roten	7,7674	45,9866	149845	55,22	258	8	19	75	167	12	12	0,75	5,5	2	68,2
39	39	sarray	7,2593	46,0606	181582	46,65	353	51	148	37	247	12	16	0,87	4,8	1	20,3
40	40	schler	7,2715	46,0697	181636	47,09	239	65	137	5	45	24	8	0,16	3,8	3	2,1
41	41	solay1	7,5481	46,0653	167081	52,25	329	22	195	60	67	19	8	0,06	6,2	3	14,8
42	42	solay2	7,5385	46,0743	168330	52,26	150	71	349	18	257	6	16	0,17	8,6	2	24,7
43	43	solay3	7,534	46,0761	168705	52,21	0	50	212	36	110	16	11	0,98	3,5	3	57,8
44	44	stlu1	7,5939	46,2312	179813	56,81	178	67	331	21	65	10	13	0,23	3,3	1	8,2
45	45	stlu2	7,6029	46,2182	178222	56,73	151	37	353	51	249	11	15	0,6	6,3	2	12,3
46	46	tdela	7,03723	46,1571	183602	50,94	238	61	91	25	354	14	16	0,08	3,9	3	56,9
47	47	thyon	7,3709	46,1787	185505	51,40	262	70	142	10	49	17	14	0,29	6,3	2	2,4
48	48	trift	7,4505	46,0245	154479	55,51	123	81	288	9	18	2	35	0,33	8,7	1	37,5
49	49	turgl	7,7096	46,1496	167301	57,60	49	89	175	1	265	1	15	0,83	10,4	2	27,4
50	50	turtm	7,6913	46,1714	170108	57,65	22	57	147	21	247	25	27	0,24	7,5	1	9,3
51	51	verc1	7,4558	46,2582	184385	56,39	147	73	287	13	20	11	19	0,01	11,4	2	36,4
52	52	verc2	7,5433	46,2479	183553	56,13	122	73	325	16	233	6	18	0,3	10,6	2	3,1
53	53	veyso	7,3321	46,194	188733	51,03	118	65	323	23	229	9	9	0,14	3,8	2	2,0
54	54	vingt	7,3956	46,0752	175547	49,48	271	81	173	1	83	9	16	0,57	3,8	1	33,5
55	55	visso	7,5809	46,2344	180668	56,61	205	8	91	71	298	17	17	0,85	5,6	3	61,4
56	56	zeneg	7,871	46,2795	173517	63,66	300	19	82	67	206	13	20	0,59	6,2	3	37,7
57	57	AVISE	7,1526	45,7059	162847	34,75	5	63	128	16	224	22	17	0,05	7,3	1	9,3
58	58	BAUCHE	6,7464	45,5394	182164	24,36	9	75	177	15	268	3	18	0,62	5,9	1	63,6
59	59	BISELX	7,2227	46,0058	179337	44,64	218	58	107	13	107	13	16	0,99	2,8	2	62,4
60	60	BUTHIER	7,2713	45,7845	160510	39,21	273	49	111	40	13	9	16	0,323	5,1	1	26,2
61	61	CARLO	7,003	45,7136	173143	32,86	50	65	150	5	242	24	20	0,89	8,1	1	29,1
62	62	CHAP	6,7318	45,6937	190460	28,99	343	8	249	30	87	59	16	0,36	10,1	2	58,0
63	63	CHAT1	6,858	45,6178	177868	28,03	183	72	79	5	348	17	15	0,264	7,8	3	40,0
64	64	CHAT2	6,8628	45,6148	177384	27,99	218	61	119	5	27	28	18	0,008	1,8	1	1,0
65	65	ECHEV	7,2638	45,8026	162140	39,61	31	61	205	29	296	2	28	0,518	4	1	76,4
66	66	FERRE	7,1212	45,911	178314	40,44	273	28	149	47	21	30	12	0,06		3	19,4
67	67	FRETE (1)	6,8085	45,5709	179118	25,99	268	55	51	29	151	17	17	0,068	4	1	55,0
68	68	FRETE (2)	6,8085	45,5709	179118	25,99	291	8	147	80	22	6	8	0,565	10,2	3	4,0
69	69	GSB1	7,1877	45,8865	172592	40,82	101	11	215	65	7	22	21	0,91	7,7	3	33,8
70	70	GSB2	7,1896	45,8995	173407	41,22	313	24	159	64	47	10	19	0,577	16,9	2	5,8
71	71	GSBIT	7,1512	45,8598	172949	39,46	347	25	108	48	241	32	15	0,37	4,6	2	21,5
72	72	GURRAZ	6,9033	45,6249	175081	28,78	359	75	142	12	234	9	24	0,234	6,1	1	25,2
73	73	ISERAN	7,021	45,4317	157752	23,38	84	84	352	0	262	6	34	0,2	9,4	1	58,6
74	74	LACPLAG	6,845	45,488	172856	23,60	319	65	141	25	51	1	14	0,07	3,7	2	27,4
75	75	MALAT	7,1313	45,8409	172881	38,60	271	32	129	52	13	19	15	0,18	4,7	2	25,6
76	76	MALAT2	7,1113	45,8408	174114	38,29	275	21	117	67	8	8	14	0,252	4,3	2	30,3
77	77	MARTI	7,0814	46,0918	193850	44,48	325	22	231	10	118	65	11	0,576	9,7	3	73,5

Table 1

Table 1 (continued)

78	78	MICOEUR	7,2449	46,1183	186956	47,79	136	73	302	16	33	4	10	0,55	6,8	3	14,8
79	79	MONAL (1)	6,9009	45,5687	172471	26,91	48	85	165	2	255	4	20	0,25	11,8	1	48,1
80	80	MONAL (2)	6,9009	45,5687	172471	26,91	119	36	298	54	29	0	11	0,539	6,2	2	2,1
81	81	NIORD	7,2035	45,9589	176910	43,08	261	2	168	59	352	31	16	0,57	9,2	2	51,1
82	82	PEIPOU	6,818	45,5253	176399	24,59	142	76	142	76	241	2	22	0,25	13	1	36,4
83	83	PLAN	6,9258	45,6244	173501	29,03	284	16	39	55	185	30	14	0,603	9	2	24,0
84	84	RECUL	6,9618	45,4669	163528	24,04	171	69	31	17	297	13	19	0,16	10,1	1	87,0
85	85	RIDD	7,2233	46,1551	191076	48,27	119	68	264	19	358	12	22	0,815	8,8	2	50,3
86	86	SAPIN	7,1486	46,1063	191226	45,89	352	73	151	16	243	6	15	0,77	7,8	2	17,1
87	87	SEIGNE	6,8091	45,7528	188335	31,61	308	48	82	32	188	24	17	0,779	7,1	2	23,6
88	88	STFOY (1)	6,9313	45,5787	170819	27,58	91	56	359	2	267	34	16	0,701	4	1	59,4
89	89	STFOY (2)	6,9313	45,5787	170819	27,58	157	11	48	61	253	27	14	0,492	7,1	2	45,4
90	90	THUIL	6,8991	45,7203	180467	31,73	88	71	265	19	355	1	10	0,53	4	3	36,7
91	91	TIGNES1	6,9199	45,5054	168218	24,97	32	73	129	2	220	17	17	0,127	5,1	1	15,0
92	92	TIGNES2	6,9254	45,4539	167310	24,62	195	25	60	56	295	21	13	0,418	7,3	2	89,6
93	93	TIGNES3	6,9442	45,4977	166841	24,84	65	75	280	12	188	8	11	0,812	4,3	2	16,8
94	94	TOULJE	7,1882	45,922	174777	41,70	300	47	145	40	44	13	24	0,87	6,5	2	2,3
95	95	VALDER1	7,1055	45,54	156734	28,37	316	51	209	13	110	36	12	0,07	3,6	2	81,6
96	96	VALDER2	7,1119	45,546	157102	29,03	272	78	115	11	24	5	13	0,33	6,6	1	5,0
97	97	VALDER3	7,122	45,5882	158115	30,31	83	50	248	39	344	7	11	0,922	6,5	3	46,3
98	98	VALDER4 (1)	7,0259	45,6242	158809	31,85	79	79	303	8	212	8	10	0,05	14,7	2	0,2
99	99	VALDER4 (2)	7,0259	45,6242	158809	31,85	247	3	343	63	155	26	12	0,65	2,9	2	56,8
100	100	VALGR1	7,1562	45,6978	162121	34,54	36	73	271	10	178	14	12	0,09	4,1	2	36,5
101	101	VALGR25	7,0482	45,6041	164006	29,88	16	56	183	33	277	6	22	0,74	10,5	2	67,1
102	102	VALGR3	7,0632	45,6206	163870	30,63	228	87	126	1	36	3	12	0,5	5,1	2	5,4
103	103	VALGR4	7,1008	45,679	164637	33,11	319	39	204	28	89	38	20	0,95	4,5	2	55,9
104	104	VALP1 (1)	7,2974	45,8715	165025	42,25	26	5	168	84	296	4	17	0,76	8,8	2	73,7
105	105	VALP1 (2)	7,2974	45,8715	165025	42,25	117	78	9	4	279	11	21	0,62	9,6	3	56,7
106	106	VALP2 (1)	7,4924	45,9007	156241	46,80	161	57	312	30	49	13	12	0,345	11,4	2	2,2
107	107	VALP2 (2)	7,4924	45,9007	156241	46,80	98	31	188	59	190	4	11	0,949	5,1	3	36,8
108	108	VALP3	7,4628	45,8881	156868	45,85	196	85	99	1	9	5	13	0,707	6,1	2	36,8
109	109	VALP4 (1)	7,437	45,8782	157530	45,05	94	4	294	86	184	1	14	0,256	6,8	3	41,0
110	110	VALP4 (2)	7,437	45,8782	157530	45,05	359	75	155	13	246	6	17	0,07	8	1	21,0
111	111	VALP5	7,3534	45,8323	161924	41,17	301	38	122	55	31	0	17	0,548	7	3	10,2
112	112	VALSA1 (1)	7,2008	45,5295	149591	29,27	88	45	319	32	210	27	11	0,13	3	2	0,7
113	113	VALSA1 (2)	7,2008	45,5295	149591	29,27	101	35	322	47	207	21	10	0,511	8,6	3	2,3
114	114	VALSA2	7,2115	45,5228	150088	30,29	91	36	327	38	208	32	11	0,48	4,1	3	2,3
115	115	VALSA3	7,2032	45,6525	156315	33,73	28	79	139	4	229	11	10	0,16	4,2	2	15,3
116	116	VALSA4	7,2051	45,6742	157494	34,50	93	70	304	17	211	10	16	0,773	14,4	2	3,5
117	117	VELAN	7,2591	45,9267	171307	43,15	300	1	201	85	30	5	16	0,499	8	2	13,1
118	118	VENS	7,1241	46,0865	191048	45,03	278	8	165	70	11	19	26	0,635	19,9	3	34,0
119	1	AMBIN	6,8738	45,1858	161203	12,79	67	70	269	19	176	7	75	0,12	10,5	1	16,8
120	2	ARPON1	6,6961	45,3295	178459	16,96	220	73	18	16	110	6	14	0,21	7,2	2	87,0
121	3	ARPON2	6,7123	45,3169	176865	16,63	131	59	306	31	37	2	34	0,55	9,3	2	20,4
122	4	AVERO1	7,0884	45,2918	147746	18,57	335	75	174	14	83	5	20	0,49	9,3	1	64,4
123	5	AVERO2	7,0306	45,3236	153136	19,33	29	85	179	4	269	2	45	0,49	12,4	1	69,7
124	6	BARDO	6,7172	45,0895	171680	8,49	237	75	103	10	11	10	31	0,06	13,5	1	2,5
125	7	BOZEL	6,6236	45,4446	187619	20,27	135	53	317	37	226	1	31	0,55	14,9	2	25,7
126	8	CELS	6,9431	45,1048	154282	9,91	302	33	72	45	193	27	14	0,51	10,9	3	3,1
127	9	CENIS1	6,9271	45,2269	158077	14,72	325	79	129	10	219	3	31	0,21	10,9	2	24,3
128	10	CENIS2(1)	6,9614	45,2292	155519	15,03	264	68	87	22	357	1	17	0,23	11,2	1	18,0
129	11	CENIS2(2)	6,9614	45,2292	155519	15,03	107	6	4	66	199	23	18	0,63	7,4	2	4,0
130	12	CENIS3	6,9243	45,2831	159833	16,88	314	65	107	22	210	10	16	0,67	8,8	2	13,1
131	13	CENIS4	6,9822	45,1886	152919	13,53	346	83	178	6	87	1	19	0,52	10,3	2	73,5
132	14	CENIS5	6,8634	45,2473	163465	15,09	333	76	161	14	71	2	17	0,37	8,2	2	55,9
133	15	CENIS6(1)	6,9695	45,2137	154500	14,47	1	74	111	6	203	15	32	0,19	8,3	1	8,5
134	16	CENIS6(2)	6,9695	45,2137	154500	14,47	181	11	337	78	91	5	29	0,92	6,6	2	76,5
135	17	CHAMB	6,2788	45,3873	211715	16,32	317	24	133	65	226	1	18	0,49	11,5	2	29,7
136	18	CHAMPA	6,7087	45,4599	181892	21,44	278	7	171	68	10	21	26	0,35	11,7	2	11,4
137	19	CHAMPA2	6,7167	45,4566	181179	21,40	276	8	40	75	184	12	17	0,54	12,8	2	17,4
138	20	ECOT	7,0927	45,3807	150651	22,20	340	66	183	22	89	8	23	0,16	4,2	2	66,8
139	21	ETACHE	6,8136	45,1613	165347	11,55	9	73	104	1	194	16	35	0,05	4,7	2	2,5
140	22	EXTRA	6,7986	45,2186	167718	13,62	145	66	299	22	33	10	10	0,26	3,5	3	19,4
141	23	FONDS	6,6524	45,3089	181183	15,97	10	69	142	14	236	15	43	0,17	11,5	1	40,0
142	24	FONT	6,5006	45,4514	197002	19,59	296	59	100	30	194	7	24	#	#	3	5,6
143	25	FOUR	7,0167	45,3945	156765	21,95	101	78	318	10	226	7	28	0,29	8,5	1	24,0
144	26	FREJUS	6,665	45,1386	176473	10,09	254	85	124	3	34	4	26	0,21	14,9	2	23,9
145	27	GALIB	6,4096	45,065	195495	6,86	281	12	30	57	184	30	35	0,13	14,1	2	2,9
146	28	GIAGLI	7,0171	45,143	149237	11,86	7	79	271	1	181	10	17	0,56	15,5	3	10,9
147	29	GENEP	6,9191	45,4192	164884	21,91	225	81	355	6	86	7	24	0,47	9,1	1	64,1
148	30	LANSLEV	6,9287	45,2998	160007	17,55	155	82	278	4	9	7	19	0,26	11	3	8,6
149	31	LLBOURG	6,8697	45,2852	164031	16,56	156	54	335	36	65	1	30	#	#	3	48,4
150	32	LLBOURG2	6,8671	45,2829	164161	16,45	301	85	193	2	103	5	22	0,38	10	2	86,5
151	33	LORES	6,9429	45,4013	162442	21,49	335	76	188	12	96	8	17	0,43	8,5	1	74,5
152	34	MAD	6,368	45,4403	206547	18,38	127	27	320	62	219	5	26	0,46	13,3	2	20,6
153	35	MASSE	6,6984	45,2596	176388	14,54	342	38	187	49	82	12	20	#	#	3	67,5
154	36	MASSE2	6,6974	45,2598	176472	14,54	127	75	277	13	9	7	19	0,56	7,9	2	5,5
155	37	MENU	6,5822	45,3168	186741	15,82	290	82	83	7	173	4	17	0,46	5,4	2	22,8
156	38	MICHE	6,4865	45,2184	191768	12,10	278	29	54	52	175	22	27	0,57	17,8	3	17,1



Table 1 (continued)

157	39	MODAN	6,6004	45,2091	182780	12,28	155	68	300	18	34	12	24	0,53	12,3	2	21,7
158	40	MODAN2	6,6658	45,198	177506	12,20	36	58	170	23	269	21	17	0,98	8,4	3	76,8
159	41	NEIGE(1)	7,0328	45,4064	156054	22,57	174	82	303	5	34	6	39	0,13	12,7	1	11,4
160	42	NEIGE(2)	7,0328	45,4064	156054	22,57	285	9	92	81	195	2	14	0,3	14,4	2	7,6
161	43	OREL(1)	6,5565	45,2223	186443	12,53	102	78	316	10	225	6	12	0,15	8,8	3	32,5
162	44	OREL(2)	6,5565	45,2223	186443	12,53	165	9	273	63	70	25	9	0,06	5,9	3	57,5
163	45	OREL(3)	6,5565	45,2223	186443	12,53	105	5	295	85	195	1	12	0,47	18,9	3	2,5
164	46	ORGIE	6,65	45,2135	179048	12,67	305	72	100	17	192	7	10	0,36	7,9	3	0,7
165	47	OULX	6,8577	45,0425	162728	7,02	43	76	300	3	209	14	17	0,67	13,5	2	22,0
166	48	PARTIE(1)	6,6722	45,2584	178363	14,35	108	36	300	54	202	6	19	0,46	8,9	2	7,7
167	49	PARTIE(2)	6,6722	45,2584	178363	14,35	316	85	48	0	138	5	10	0,44	10,8	3	56,3
168	50	PRIOUX	6,6941	45,348	179163	17,58	142	78	345	11	254	5	11	0,15	25,7	3	56,4
169	51	PUIT	6,5093	45,4674	196908	20,14	283	68	97	22	188	2	34	#	#	3	12,1
170	52	RIBON(1)	6,9941	45,3104	155426	18,49	202	68	87	10	353	20	21	0,13	7,2	2	25,5
171	53	RIBON(2)	6,9941	45,3104	155426	18,49	56	70	182	12	275	16	31	0,64	8,9	1	76,5
172	54	RIBON(3)	6,9941	45,3104	155426	18,49	104	1	12	77	195	13	20	0,16	7,2	2	3,5
173	55	ROCHEU	6,9818	45,3804	158791	21,08	79	73	211	12	303	12	15	0,48	7,6	2	78,1
174	56	ROMOL	6,7638	45,1324	168689	10,24	52	71	214	18	306	5	22	0,27	14,4	3	64,2
175	57	SALIN	6,528	45,4678	195531	20,29	3	64	155	23	250	11	15	0,93	8,6	3	49,7
176	58	SARRA	6,6038	45,158	181559	10,54	131	80	303	9	33	1	28	0,26	21,6	2	22,5
177	59	TELEG	6,4442	45,1977	194645	11,26	168	72	329	18	61	6	14	0,57	10,2	2	49,7
178	60	TERMI	6,8373	45,2859	166502	16,36	300	67	143	21	50	8	20	0,01	9,1	2	33,6
179	61	TERMI2	6,8407	45,3164	167144	17,50	21	70	247	14	154	14	24	0,02	4,8	2	43,5
180	62	VALLO	6,4273	45,1594	195311	9,96	298	86	197	1	107	4	25	0,14	11,6	1	83,0
181	63	VALMO	6,4333	45,4306	201344	18,50	300	51	94	36	194	13	19	0,11	2,1	2	4,5
182	64	VALTHO1	6,5781	45,2825	186157	14,66	233	80	115	5	24	9	22	0,59	18,7	3	9,3
183	65	VALTHO2	6,5669	45,308	187669	15,44	52	82	187	6	277	6	20	#	#	3	81,6
184	66	VILLARO	7,0023	45,3313	155510	19,38	146	87	339	3	249	1	21	0,05	6,9	2	49,6
185	S1	Innri Alpa	8,107	46,2143	159306	68,31	312	69	125	21	216	2	13	0,273	5,8	2	32,3
186	S2	Schwarzi Balma	8,1074	46,2174	159619	68,37	124	72	351	12	258	13	13	0,296	10,25	2	9,6
187	S3	Innri Biela	8,1041	46,2105	159003	68,17	300	80	129	10	38	2	10	0,591	6,9	3	30,2
188	S4	Sirwoltensee	7,9962	46,2151	162835	65,54	348	74	222	10	129	13	9	0,159	5,8	3	63,5
189	S5	Obers Fulmoos	7,9689	46,2085	163081	64,76	357	63	159	26	253	7	10	0,589	7,9	2	8,2
190	S6	Alte Kaserne	8,0967	46,1894	157060	67,66	149	82	326	8	56	1	17	0,401	5,8	2	11,7
191	S7	Hopschusee	8,0242	46,2543	165906	66,85	110	81	322	7	232	5	10	0,629	6,4	3	14,9
192	S8	Hopschusee	8,0222	46,2546	165990	66,81	128	70	336	17	243	9	13	0,9	6,154	2	3,8
193	S9	Staldhorn	8,0213	46,2582	166385	66,84	135	63	334	26	240	8	11	0,459	12	3	6,8
194	S10	Hopsche	8,0206	46,253	165882	66,75	39	87	138	1	228	3	15	0,767	7,2	2	18,7
195	S11	Engiloeh	8,0203	46,2256	163110	66,30	90	80	329	5	238	9	46	0,508	11,53	1	8,3
196	S12	Rosshodestafel	8,0249	46,1956	159939	65,93	10	80	134	6	224	8	21	0,439	11,76	1	21,9
197	S13	Gali Egga	8,0112	46,1919	160006	65,52	240	85	133	1	43	4	18	0,29	18,22	2	22,5
198	S14	Egga	8,0366	46,2034	160352	66,35	303	73	50	5	141	17	29	0,404	9,7	1	74,7
199	S15	Glatthorn	8,0714	46,212	160142	67,36	174	75	325	13	56	7	21	0,625	8,476	2	11,4
200	S16	Bodme	8,052	46,1923	158738	66,56	219	83	309	0	39	7	16	0,346	6	2	27,6
201	S17	Walderuberg	8,0584	46,213	160638	67,05	134	82	337	7	246	3	17	0,52	8,353	2	1,1
202	S18	Homatta	8,0526	46,2171	161232	66,97	128	67	352	17	257	15	13	0,192	5,692	2	10,0
203	S19	Hübschhorn W	8,0374	46,2437	164414	67,01	101	74	325	12	232	11	17	0,686	9,7	2	15,0
204	S20	Biel	8,0703	46,1724	156146	66,70	0	69	117	10	211	18	42	0,16	10,79	1	35,7
205	S21	Furggu	8,0904	46,1766	155946	67,29	161	75	324	15	56	4	9	0,655	13,56	3	11,3
206	S22	Guggilhorn	8,0871	46,1696	155339	67,09	356	56	222	18	126	17	14	0,048	8,786	2	58,9
207	S23	Bodmerhorn	8,0413	46,1908	158924	66,26	70	72	302	12	209	14	17	0,323	6,9	2	37,3
208	S24	Ochselläger	7,9523	46,2302	165808	64,73	66	77	285	10	194	8	31	0,244	10	1	50,7
209	S25	Lawigrabe	8,0485	46,1951	159125	66,51	54	73	186	12	279	14	43	0,113	10,28	1	32,5
210	S26	Bodmerhorn	8,0397	46,1881	158705	66,17	103	73	329	12	237	14	31	0,218	8,968	1	9,2
211	S27	Bodmergletsche	8,0312	46,1839	158551	65,89	85	75	320	9	228	14	27	0,283	9,37	1	17,9
212	S28	Blauseewji	8,0445	46,1847	158208	66,24	16	81	171	8	262	4	12	0,187	14,5	2	15,8
213	S29	Alte Kaserne	8,0902	46,1872	157031	67,45	151	83	315	7	45	2	26	0,513	9,76	1	22,5
214	S30	Chaltwasser	8,0559	46,249	164387	67,55	81	76	333	5	242	14	47	0,343	9,447	1	5,5
215	S31	Simplon - Kulm	8,0345	46,252	165350	67,07	106	77	325	10	234	8	12	0,519	6,167	3	13,1
216	S32	Stockji	7,9694	46,2528	167506	65,51	66	86	288	3	198	3	15	0,365	5,1	2	47,5
217	S33	Antonius	8,062	46,1824	157416	66,65	93	77	348	4	257	12	30	0,337	13,97	1	10,4
218	S34	Färicha	8,0515	46,1721	156707	66,21	308	79	125	11	215	1	27	0,437	7,926	2	31,2
219	S35	Laggin Biwak	8,0452	46,1654	156228	65,93	72	74	200	10	292	12	21	0,136	9,9	2	46,1
220	S36	Hübschhorn S	8,0547	46,2256	162039	67,16	67	73	332	2	242	17	34	0,192	8,559	1	5,2
221	S37	Breithorn	8,0781	46,2345	162233	67,88	83	73	335	5	243	16	27	0,325	5,667	1	4,9
222	S38	Chesselhorn	8,0818	46,221	160737	67,77	150	64	6	21	270	14	15	0,388	8,9	2	22,2
223	S39	Casermetta	8,1149	46,1962	157221	68,24	12	87	137	2	227	3	17	0,482	7,2	2	21,2
224	S40	Waira	8,1328	46,153	152248	68,03	257	71	350	1	81	19	34	0,266	12,72	2	13,0
225	S41	Stalden	7,8937	46,2785	172630	64,16	56	76	325	1	235	14	15	0,24	12,73	2	9,2
226	S42	Furgghalte	8,0214	46,2055	161052	66,00	166	76	316	12	47	7	24	0,501	9,9	1	19,0
227	S43	Schilthorn	8,0127	46,2105	161836	65,87	242	73	334	1	65	17	15	0,138	6,8	2	0,9
228	S44	Wyssbode	8,0179	46,2121	161824	66,02	284	70	24	4	116	20	12	0,361	9,5	3	50,0
229	S45	Obre Stosbode	8,0181	46,2022	160819	65,87	238	85	341	1	71	5	9	0,28	9,556	3	5,1
230	S46	Holiecht	8,0535	46,2067	160153	66,83	174	85	322	5	52	3	26	0,396	8,3	1	14,8
231	S47	Gärtjini	8,046	46,1487	154525	65,67	148	76	332	14	242	1	27	0,311	11,2	2	3,7
232	S48	Weissmies	8,0408	46,1416	153976	65,40	180	80	344	9	74	2	19	0,253	7,6	1	8,6
233	S49	Schafnuwald	8,1245	46,1629	153514	67,97	337	74	147	15	237	3	21	0,241	9,1	1	11,0
234	S50	Tannuwald	8,1082	46,154	153095	67,39	190	77	26	12	295	3	10	0,589	7,2	3	47,6
235	S51	Sera	8,1219	46,171	154425	68,02	5	80	160	10	250	4	9	0,529	8	3	2,0

Table 1 (continued)

236	S52	Ramserna	8,1292	46,2007	157259	68,68	30	76	134	4	224	14	19	0,423	7,47	2	24,7
237	S53	Altes Hospiz	8,0162	46,2337	164063	66,33	121	73	322	16	230	6	27	0,166	9,963	1	16,3
238	S54	Nidristi Alp	7,9548	46,2578	168490	65,24	130	75	325	15	235	4	21	0,785	7,9	1	10,2
239	S55	Gampisch	8,0055	46,2333	164365	66,06	9	75	140	0	232	11	11	0,162	6,6	3	14,1
240	S56	Zwischbergen	8,0544	46,1174	151100	65,33	165	56	340	34	71	3	10	0,227	12,2	3	5,7
241	S57	Galaberr	8,0778	46,151	153737	66,53	24	72	203	18	293	1	19	0,253	7,9	2	46,5
242	S58	Glis	7,963	46,2983	172294	66,08	356	69	91	2	181	21	11	0,337	8,9	3	65,1
243	S59	Mäderhitta	7,9583	46,2838	170985	65,74	12	75	281	1	191	15	18	0,114	11,3	2	54,7
244	S60	Mäderhitta	7,9568	46,2763	170277	65,59	114	86	248	3	338	3	26	0,292	13,04	2	87,6
245	S61	Griewald	7,959	46,2868	171268	65,81	1	87	227	2	137	2	13	0,163	15,77	3	71,2
246	SD	Staldhorn	8,0227	46,2645	166983	66,97	145	4	357	85	235	2	11	0,737	9,7	3	12,0
247	1	BDTNO	6,5208	44,7313	186998	-4,29	142	77	349	18	258	6	30	0,6	4,7	1	82,3
248	2	BDTSU	6,529	44,7147	186555	-4,88	108	83	356	3	265	6	25	0,4	4,8	1	89,9
249	3	RUBUR	6,9732	44,3968	160292	-18,99	2	3	260	76	93	13	12	0,8	17,8	2	68,0
250	4	BOUCH	6,9492	44,6902	153907	-7,28	64	69	236	21	327	3	30	0,2	7,5	1	25,7
251	5	CERVI	6,7505	44,8862	167829	0,91	208	76	313	4	44	14	18	0,3	9,7	2	43,1
252	6	CHABE	6,759	44,973	167323	4,22	193	83	58	5	327	5	21	0,4	9,5	1	37,2
253	7	CHAMB	6,8347	44,5413	166085	-12,45	32	67	214	23	124	1	23	0,3	11,4	2	43,5
254	8	CHENO	6,753	44,9253	167637	2,40	111	76	317	13	226	6	10	0,4	14	3	43,6
255	9	CHESU	6,7527	44,9123	167646	1,91	261	73	97	17	5	4	10	0,3	11	3	3,1
256	10	MALAM	6,6433	44,7118	177599	-5,32	287	81	34	3	125	8	36	0,2	9,2	1	49,7
257	11	COLRI	6,5333	44,9342	184994	2,64	234	71	89	16	356	1	19	0,3	7,2	2	6,6
258	12	PEYGU	6,7403	44,8252	168851	-1,38	66	78	182	5	273	11	13	0,2	14,6	2	85,6
259	13	LONGE	6,9487	44,65	154686	-8,92	81	70	296	17	202	11	16	0,2	12,9	2	30,9
260	14	COLSN	6,841	44,4888	167107	-14,44	202	3	354	57	104	13	15	0,6	8,6	2	61,6
261	15	CPEYR	6,6245	44,7763	178355	-2,97	84	82	247	7	337	3	30	0,2	11,7	1	20,0
262	16	CROUS	6,6552	44,7238	176505	-4,92	62	67	294	15	199	17	8	0,4	15	3	23,9
263	17	CROUS	6,6552	44,7238	176505	-4,92	15	16	157	7	282	11	10	0,5	16,5	3	73,1
264	18	CRXSA	6,5508	44,8363	183762	-0,75	143	82	327	8	237	1	19	0,4	10,3	2	57,8
265	19	CRXSA	6,5508	44,8363	183762	-0,75	169	32	353	58	260	2	20	0,5	7,3	2	80,8
266	20	FOUIL	6,8003	44,5537	168416	-11,77	130	82	4	5	274	6	11	0,4	10,4	3	74,2
267	21	GROOU	6,6755	44,6593	175878	-7,30	218	68	48	22	317	4	27	0,2	11	1	35,7
268	22	GROOU	6,6755	44,6593	175878	-7,30	219	39	37	5	128	1	27	0,8	11,3	3	44,7
269	23	JANES	6,7385	44,9338	168797	2,71	236	70	53	19	143	1	11	0,5	5	3	39,7
270	24	JANES	6,7385	44,9338	168797	2,71	172	4	43	83	262	5	8	0,7	14,5	3	79,3
271	25	JANOU	6,7535	44,9382	167624	2,89	343	81	250	0	160	9	13	0,4	9,8		22,9
272	26	LCORD	6,7688	44,841	166517	-0,82	204	84	77	4	347	5	13	0,4	10,5	2	12,2
273	27	NEUFC	6,7725	44,5713	170132	-10,96	281	70	150	13	57	15	20	0,3	10,6	2	68,0
274	28	NEUFC	6,7725	44,5713	170132	-10,96	16	20	208	70	108	4	12	0,6	11,4	3	61,0
275	29	LAUSE	6,6652	44,8558	174642	-0,17	55	84	172	3	262	5	17	0,3	8,8	2	82,2
276	30	LAVAL	6,8773	44,935	157846	2,84	175	75	84	0	354	15	22	0,4	11,7	2	8,8
277	31	MROYN	6,7297	44,6923	171090	-6,31	32	18	204	72	301	2	10	0,8	9,4	3	52,7
278	32	ORECE	6,5042	44,8017	187647	-1,87	200	2	310	83	111	7	17	0,8	8,5	3	67,1
279	33	ORCEA	6,5047	44,8017	187608	-1,88	195	77	3	15	93	4	23	0,3	12	1	85,1
280	34	ORCEB	6,5043	44,8017	187639	-1,88	199	75	2	14	93	4	16	0,1	11,4	1	85,1
281	35	OREES	6,5112	44,7963	187134	-2,07	15	77	178	13	269	4	10	0,2	12,6	1	88,9
282	36	OREES	6,5112	44,7963	187134	-2,07	203	5	96	73	295	16	10	0,2	17,8	2	62,9
283	37	OREOU	6,5115	44,7967	187107	-2,06	192	15	18	75	283	1	26	0,5	13,5	3	74,9
284	38	OROUA	6,5215	44,7952	186329	-2,12	122	8	343	7	252	6	31	0,3	9,5	1	74,1
285	39	OROUB	6,5213	44,7952	186345	-2,12	144	75	0	12	268	8	32	0,2	11,2	1	89,9
286	40	PARPA	6,6775	44,4968	179417	-13,02	176	74	337	15	69	5	13	0,2	14	2	82,0
287	41	PTPUY	6,6457	44,8325	176283	-0,99	298	85	47	1	137	4	15	0,4	9	1	42,0
288	42	BEAUD	6,689	44,8187	172941	-1,55	142	80	41	2	310	1	26	0,3	15,5	1	48,4
289	43	HOUER	6,7825	44,5877	168969	-10,42	207	29	62	56	304	18	16	0,7	14,8	2	45,6
290	44	MLZOU	6,6318	44,8422	177335	-0,63	91	52	232	32	331	14	30	0,2	8,6	2	28,4
291	45	MLZSU	6,6363	44,8327	177025	-0,97	97	62	258	28	349	28	12	0,1	9	2	10,0
292	46	PSTRL	6,7918	44,5793	168443	-10,78	218	71	76	15	343	11	14	0,2	8,5	2	6,2
293	47	PCHAT	6,7878	44,54	169738	-12,20	210	69	64	18	330	11	29	0,1	14,3	1	17,8
294	48	PCHAT	6,7878	44,54	169738	-12,20	187	2	13	69	278	2	15	0,4	7,5	2	69,8
295	49	PRORE	6,5642	44,9053	182531	1,64	154	70	315	19	47	6	20	0,2	9	2	45,4
296	50	RMOES	6,6122	44,8347	178919	-0,87	252	72	102	16	10	8	19	0,2	7,7	1	10,9
297	51	RMOOU	6,6175	44,84	178474	-0,69	245	75	93	14	1	6	26	0,3	8,7	1	1,7
298	52	ROBAR	6,5698	44,808	182424	-1,76	15	86	159	3	249	2	20	0,4	10	1	70,8
299	53	RBLES	6,5543	44,9083	183313	1,74	101	72	247	15	340	9	45	0,5	9,3	1	21,7
300	54	RBLOU	6,5423	44,9083	184260	1,75	312	71	50	3	141	18	22	0,4	9,7	1	40,7
301	55	TURGE	6,7807	44,8288	165640	-1,30	181	76	82	2	351	14	25	0,5	8,8	2	7,7
302	56	ESCPE	6,677	44,6393	176119	-8,02	16	10	118	60	277	27	25	0,2	7,6	1	75,0
303	57	ESCRI	6,6898	44,6428	175053	-7,95	205	38	10	52	110	7	34	0,9	6	1	62,0
304	58	ESCNO	6,7003	44,635	174379	-8,28	19	1	276	83	108	7	30	0,4	9	1	63,7
305	59	ESCSU	6,7163	44,6295	173235	-8,55	15	2	111	73	284	17	29	0,4	7,3	1	67,4
306	60	FREIS	6,5357	44,7608	185505	-3,32	213	83	329	3	59	7	15	0,3	15,8	2	62,3
307	61	FOURN	6,5443	44,7962	184521	-2,13	290	80	33	0	113	10	25	0,4	11,7	2	64,9
308	62	BARAI	6,8263	44,5552	166367	-11,88	256	83	33	5	123	5	15	0,4	14,4	2	45,1
309	63	BARAI	6,8263	44,5552	166367	-11,88	21	33	188	57	287	6	21	0,7	15,7	2	61,1
310	64	VMARY	6,8625	44,5702	163187	-11,55	50	73	206	16	298	7	17	0,4	10,5	2	50,5
311	65	VHOUÉ	6,8242	44,5788	165942	-10,99	24	40	203	50	293	1	17	0,8	9,8	2	56,0
312	66	VLAUG	6,7508	44,5945	171279	-9,99	325	79	89	6	180	9	6	0,4	10,3	3	10,0





---

## QUATRIEME PARTIE

### Evolution tectonique néogène à actuelle de l'arc alpin; discussion et interprétations

---

*La nature a une perfection à elle, surprenante, et qui résulte d'une addition de limites.  
La nature est parfaite parce qu'elle n'est pas infinie.  
Si on comprend les limites, on comprend comment le mécanisme fonctionne.*

A. Barricco

*Le monde est infini non seulement dans toutes les directions de l'espace,  
mais aussi dans ses vérités*

R. Barjavel

*Cette thèse a été menée conjointement à celle de Bastien Delacou concernant la tectonique active de l'arc alpin. Notre collaboration a permis d'établir des modèles prenant en compte différents contextes géodynamiques, que nous proposons dans cette partie. Préalablement, je présenterai une synthèse des travaux de Bastien Delacou sur la déformation actuelle de la chaîne, ainsi que ses interprétations géodynamiques. Deux articles utilisés dans cette discussion [Delacou et al., 2004a; in press] se trouvent en annexe.*

*Nous proposons ensuite une évolution géodynamique qui explique le passage du régime tectonique néogène au régime tectonique actuel.*

*Même si la convergence entre l'Afrique et l'Europe est bien établie [e.g. Nocquet, 2002], les études géodésiques récentes n'ont montré aucune convergence dans les Alpes occidentales [Calais et al., 2002]; de plus, le mouvement de la partie Nord du promontoire Apulien par rapport à l'Europe semble très faible [Oldow et al., 2002]. La convergence continentale est donc probablement accommodée dans d'autres orogènes péri-méditerranéens. D'une manière générale, les études géodésiques sont en accord avec les résultats sismotectoniques, mais, la plus grande partie (plus de 80-90%) de la déformation des Alpes occidentales semble être accommodée « asismiquement », par du creeping, de la déformation ductile ou une mise en charge élastique [Sue et al., submitted].*

*L'extension sismogène est très bien développée dans l'arc des zones internes. Comme cela a été démontré par Bastien Delacou (annexe 2), cette extension est localisée au niveau de la croûte épaissie. De plus, les directions d'extension sont orientées perpendiculairement aux structures alpines. Les rares séismes compressifs sont localisés au pied du fort gradient de topographie. Une réponse gravitaire à l'absence de convergence est proposée, et différentes modélisations numériques [Delacou et al., in press] confirment ces résultats (voir annexe 3). Une partie des tenseurs de paléocontraintes, associés à des failles normales tardives sont orientés perpendiculairement à la chaîne, et pourraient être l'expression d'un régime tectonique comparable au régime actuel.*

*Comme nous l'avons vu, la tectonique cassante, tardive, de l'arc des Alpes occidentales internes est principalement extensive. Une part non-négligeable de la déformation est décrochante, et représente 20 à 25% du nombre de failles mesurées. Les directions d'extension sont principalement parallèles aux structures Alpines, mais certains axes  $\sigma_3$  sont orientés perpendiculairement ou obliquement à la chaîne. Il convient donc de proposer un modèle géodynamique qui rende compte de ces observations. Le problème a été abordé par Sue [1998], qui examinait les différents mécanismes d'extension en contexte syn- et post-orogénique, et proposait différents modèles possibles pour les Alpes occidentales. Ce travail et celui de Bastien Delacou a permis d'accroître la taille de la zone d'étude, et surtout de reconnaître deux mécanismes d'extension distincts, pour le Néogène et l'Actuel.*

*Le passage d'un régime tectonique guidé par la convergence (extension liée à l'extrusion et / ou à des soulèvements relatifs) à un régime tectonique guidé par l'absence de convergence (rééquilibrage isostatique et étalement gravitaire) montre l'importance des forces aux limites. Cependant, les forces de volume deviennent prépondérantes si la collision ralenti ou s'arrête et si des modifications de l'équilibre isostatique interviennent.*

## I. Tectonique active et géodynamique actuelle de l'arc Alpin

Je présente ici les résultats de la thèse de Bastien Delacou [Delacou, 2005], qui a analysé le régime tectonique actif de la chaîne alpine, ainsi que ses interprétations géodynamiques pour les alpes centrales et occidentales. Ce chapitre a été écrit par Bastien Delacou, et repris pour être intégré ici.

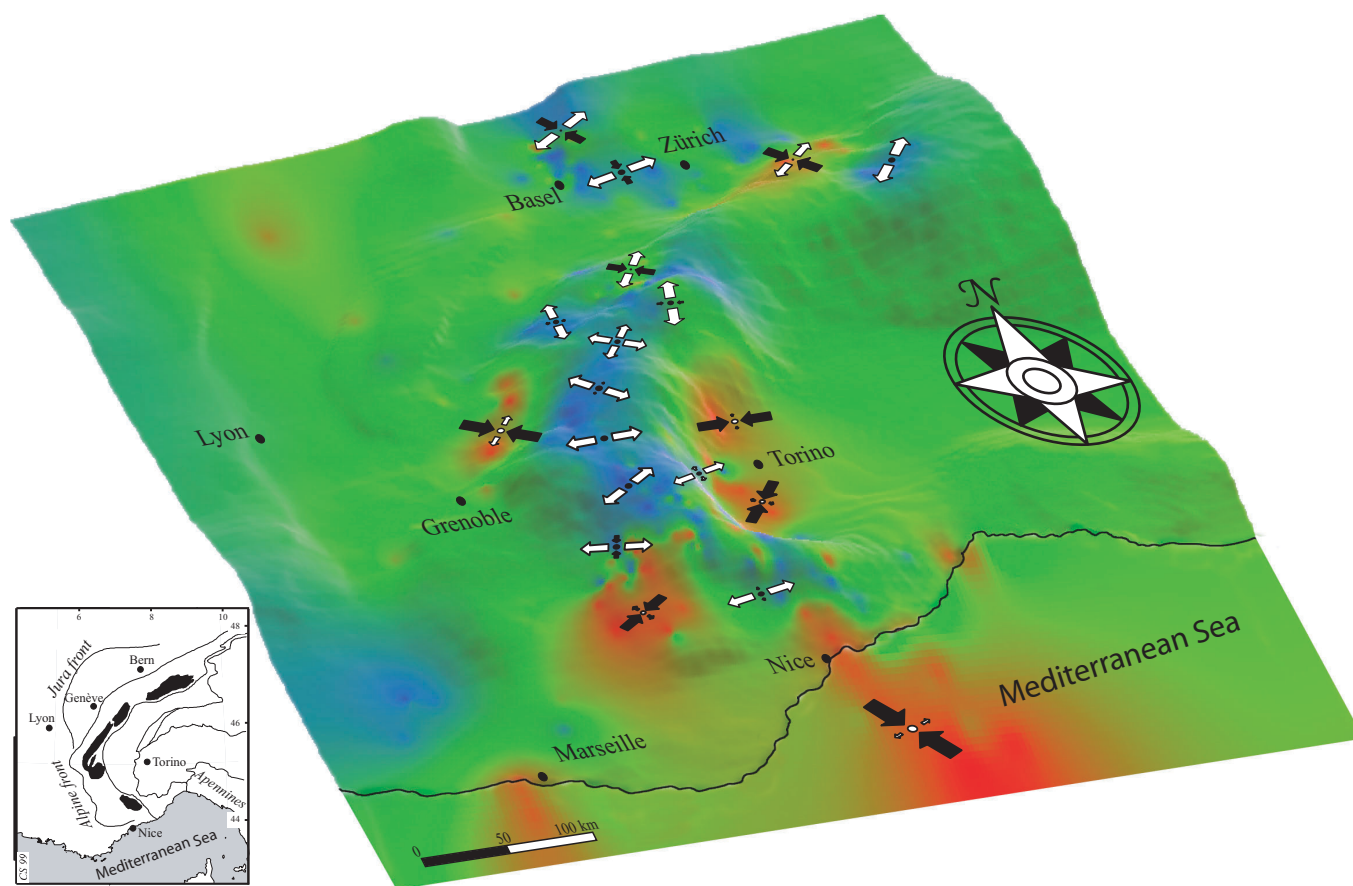
### 1) Tectonique active

Dans une chaîne où la déformation est particulièrement lente (1-2 mm.an<sup>-1</sup>, [e.g. Calais *et al.*, 2002]) et la couverture végétale abondante en dessous de 2000-2500 m, il est difficile d'observer des indices néotectoniques. En effet, si l'évolution tectonique associée à la formation des nappes de charriage en Interne (à l'Eocène-Oligocène), et à la propagation du front de déformation vers l'Externe (au Miocène-Pliocène) sont bien caractérisées [e.g. Tricart, 1980; Choukroune *et al.*, 1986; Fry, 1989; Gratier *et al.*, 1989; Burkhard, 1990; Laubscher, 1991; Pognante, 1991; Ford, 1996; Spalla *et al.*, 1996; Burkhard et Sommaruga, 1998; Schmid et Kissling, 2000], les observations de terrain concernant la déformation active sont rares et souvent controversées, ne permettant pas d'aboutir à une image homogène de la déformation active. Dans ce contexte, l'analyse de la sismicité fournit des informations capitales sur le régime tectonique actuel de la chaîne.

Avec l'installation des premiers sismographes dans les années 1940, cette analyse a consisté à établir des catalogues qualitatifs de la sismicité, dans lesquels la localisation des séismes permettait uniquement une image de la répartition de la sismicité [e.g. Rothé, 1941; Pavoni, 1961; Ahorner *et al.*, 1972]. Le mode de déformation associé à cette sismicité n'était alors pas identifié et les interprétations tectoniques consistaient à appliquer les concepts de la formation d'une chaîne de collision à la répartition de la sismicité.

Dans les années 1970, avec le développement de réseaux sismologiques plus denses, la construction de mécanismes au foyer a été rendue possible, permettant de définir le régime (compressif/extensif/décrochant) ainsi que les directions (axes P: pression ; axes T: tension) de la déformation associée à la sismicité. La synthèse des mécanismes au foyer disponibles aujourd'hui, réalisée par Bastien Delacou (voir annexe 2), permet d'aboutir à une base de données comportant 389 mécanismes au foyer, répartis dans l'ensemble de la chaîne et de son avant-pays [Delacou *et al.*, 2004a]. L'analyse de cette base de données, autorisée par à une méthode originale de régionalisation de la déformation (figure IV.1), permet l'obtention d'une image fiable et homogène du régime de déformation actuel, complétée de l'état de contraintes des régions considérées. La caractéristique principale de ce champ de déformation/contraintes obtenu est l'occurrence d'un régime extensif, déjà reconnu régionalement dans les travaux de [Maurer *et al.*, 1997; Eva *et al.*, 1998; Sue *et al.*, 1999; Baroux *et al.*, 2001; Kastrup *et al.*, 2004]. Ce régime est généralisé à l'ensemble des zones internes des Alpes centrales/occidentales depuis le Sud Valais jusqu'à l'arrière du massif de l'Argentera. Caractérisant les zones 'hautes' de la chaîne, cette extension présente des directions radiales à l'arc alpin. Au niveau de la zone externe, le régime de déformation sismogène est dominé par des décrochements, avec localement de l'extension (bassin molassique suisse, Nord Valais) ou de la compression (Nord-Est des chaînons Helvétique, front de Belledonne, front de la nappe de Digne, bordure de la plaine du Pô). Ce régime de déformation contrasté présente toutefois une stabilité des axes de déformation, avec des directions de compression en zone externe s'organisant de manière radiale, perpendiculairement à l'axe de la chaîne. Cet éventail, centré sur la plaine du Pô, avait déjà reconnu Fréchet [1978] et Pavoni [1986], avec beaucoup moins de séismes.

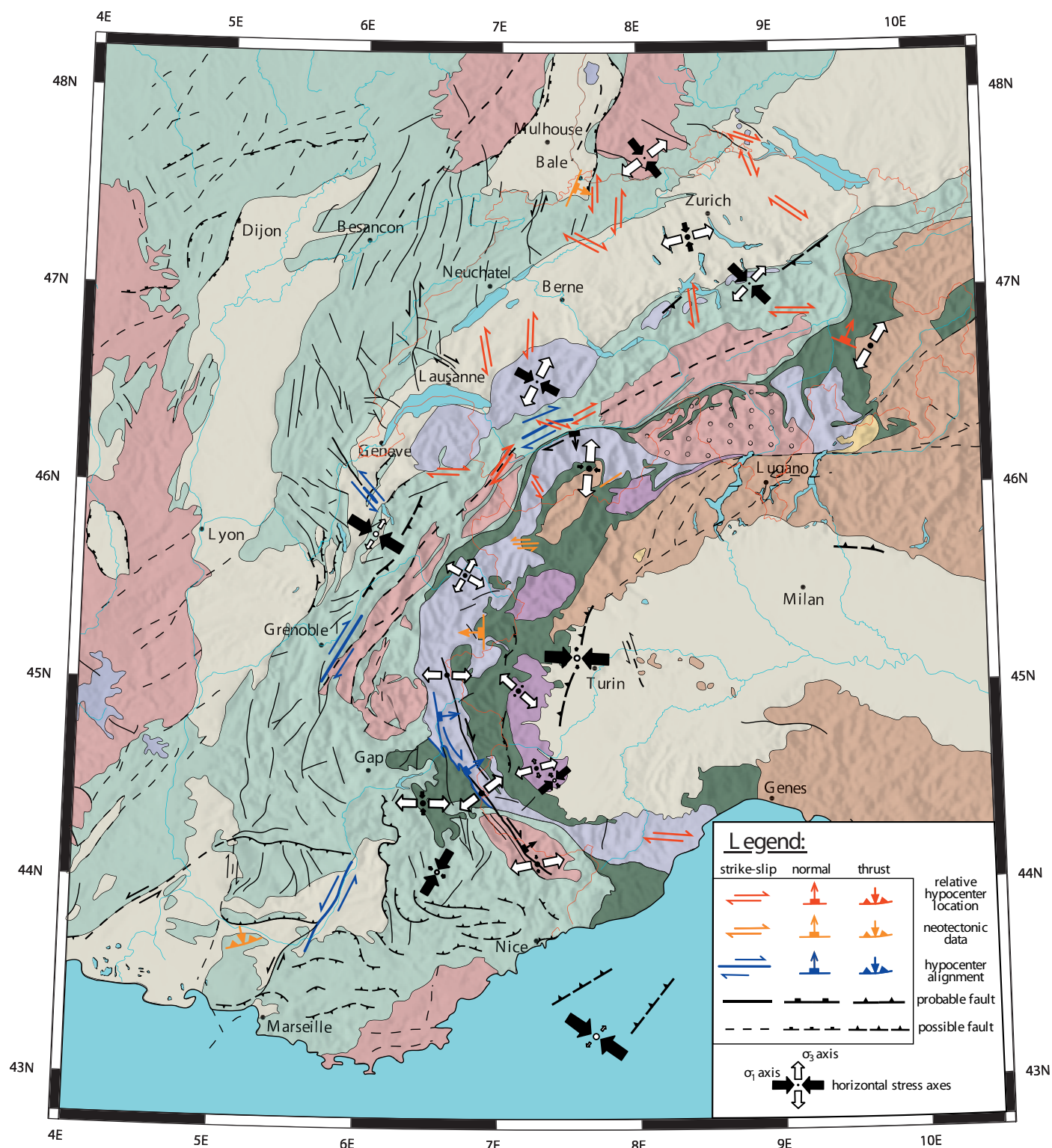




**Figure IV.1:** Vue tridimensionnelle des Alpes centrales et occidentales utilisant un MNT des altitudes moyennes sur un diamètre de 50 km. La couleur correspond au régime tectonique : les zones extensives (en bleu) sont continues dans la haute chaîne, du massif de l'Argentera au Valais, et plus à l'Est, dans les Grisons (Suisse orientale). Ce régime extensif suit la courbure de l'arc, corrélée avec la croûte épaissie. Le régime compressif (en rouge) est limité à quelques zones au pied du fort relief moyen. Le régime décrochant (en vert) se retrouve dans toutes les Alpes. Les flèches correspondent au champs de contraintes actuel, calculé par inversion de populations de mécanismes au foyer ( $\sigma_1$  en noir,  $\sigma_3$  en blanc). Voir l'annexe 2 pour plus de détails.

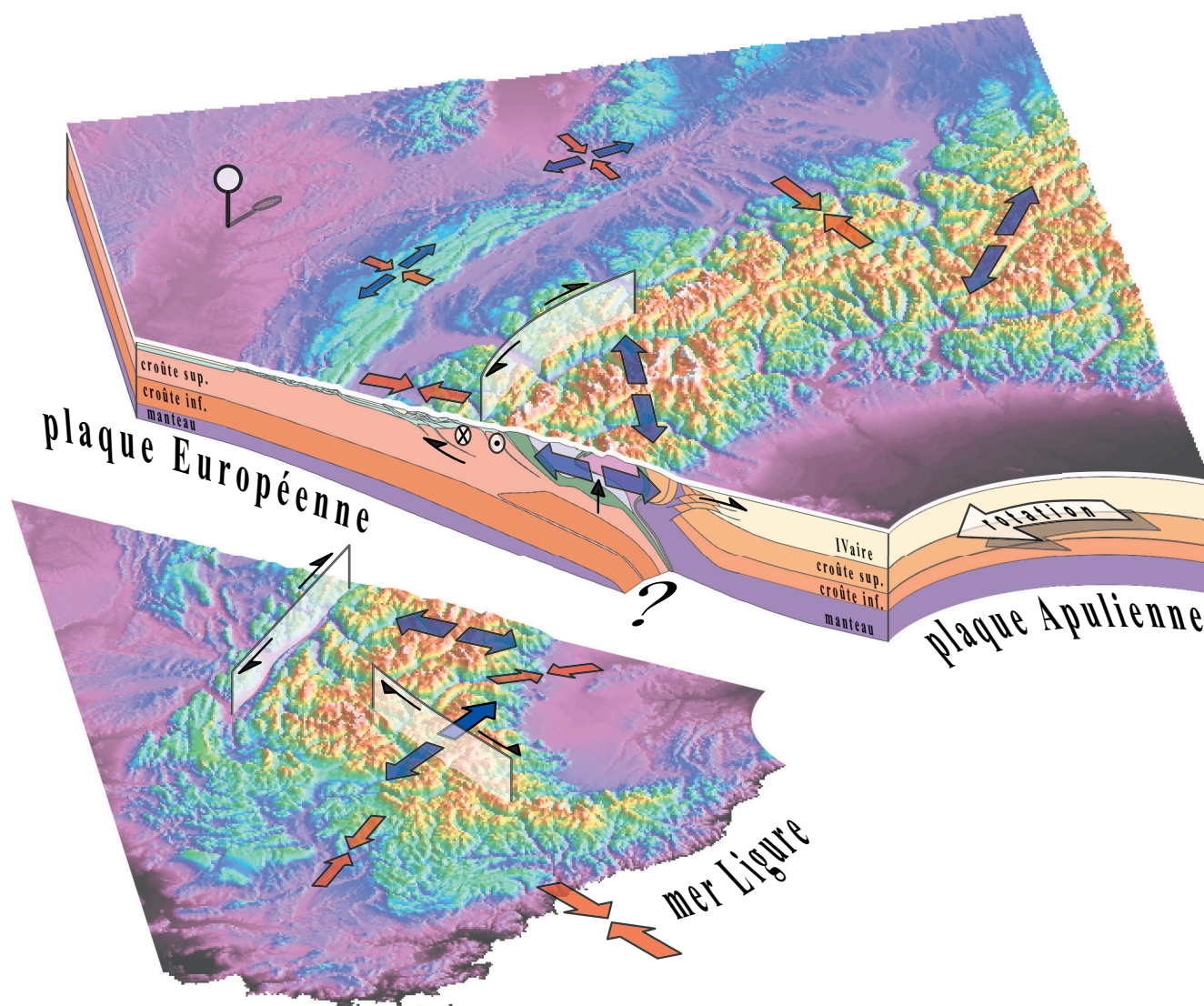
Malgré les informations capitales fournies par ce catalogue sismotectonique, l'analyse des mécanismes au foyer seule ne permet pas l'identification univoque de failles associées aux séismes 'mécanisés' à cause de l'ambiguïté entre les deux plans nodaux. Afin de pouvoir définir le champ de fracturation active (figure IV.2), différentes méthodes, plus ou moins fiables, peuvent être utilisées. La plus précise d'entre elles consiste à analyser des crises de sismicité par relocalisations relatives. Cette technique est basée sur la corrélation (en temps ou en fréquence) de séismes présentant des formes d'ondes similaires (dû à un trajet similaire des fronts d'onde). Elle aboutit à une localisation des événements les uns par rapport aux autres avec une précision de l'ordre d'une dizaine de mètres [e.g. Deichmann et Garcia-Fernandez, 1992; Maurer et Deichmann, 1995]. Il est alors possible de définir le plan de faille associé à la crise sismique qui s'aligne avec le (ou les) mécanisme(s) au foyer d'un (ou des) séisme(s) de la séquence. L'ensemble des données de localisation relative [Deichmann et Garcia-Fernandez, 1992; Augliera *et al.*, 1995; Maurer et Deichmann, 1995; Deichmann *et al.*, 2002; Kastrup *et al.*, 2004; Delacou *et al.*, submitted] a été compilée (en rouge) sur la carte de déformation active de la figure IV.2.

Une deuxième technique permettant d'analyser la fracturation active consiste à analyser les alignements locaux/régionaux de séismes qui définissent une 'zone de fracturation' (et



**Figure IV.2:** Carte synthétique des structures tectoniques actives de l'arc des Alpes centrales/occidentales, d'après Deichmann & Garcia-Fernandez [1992] ; Augliera *et al.* [1995] ; Maurer & Deichmann [1995] ; Deichmann *et al.* [2002] ; Kastrup *et al.* [2004] ; Maurer [1993] ; Eva *et al.* [1998] ; Sue [1998] ; Thouvenot *et al.* [1998] ; Thouvenot *et al.* [2003] ; Ferry *et al.* [2001] ; Lacassin *et al.* [2001] ; Carraro *et al.* [1994] ; Meghraoui [2001] ; Meghraoui *et al.* [2001] ; Dutour *et al.* [2002] ; Champagnac *et al.* [submitted-a]. Voir le texte pour plus de détails.





**Figure IV.3:** Bloc 3D synthétique représentant la tectonique active et le régime géodynamique actuel de l'arc alpin. Le régime tectonique, dominé par l'extension perpendiculaire à la chaîne dans les zones 'hautes' contraste avec le régime décrochant à compressif caractérisant les flancs de l'orogène. Les conditions aux limites sont indiqués par une plaque Apulienne soumise à une rotation anti-horaire par rapport à une plaque Européenne fixe (représenté par une punaise au nord-ouest du modèle).

non un plan de faille unique), plus ou moins continue suivant les cas. La zone de failles du Wildhorn, dans le Nord Valais (figure IV.2), constitue un bon exemple de ce type d'alignement de séismes [Maurer et Deichmann, 1995], définissant un système dextre parallèle à la vallée du Rhône. Cependant, les études de localisation relatives de séquences sismiques ayant eu lieu dans cette zone montrent que les failles ainsi définies présentent une configuration oblique, interprétée comme des structures de type 'Riedel' qui aboutissent à l'alignement observé par une répartition en échelon. Une synthèse des alignements sismiques [Maurer, 1993; Eva *et al.*, 1998; Sue, 1998; Thouvenot *et al.*, 1998; Thouvenot *et al.*, 2003] est présentée (en bleu) sur la carte tectonique synthétique de la figure IV.2.

Malgré les difficultés rencontrées sur le terrain dans l'étude des structures tectoniques actives des Alpes centrales/occidentales, quelques études (souvent controversées), ont permis l'identification de structures néotectoniques, présentées en orange sur la figure IV.2 [Carraro



*et al.*, 1994; Sue, 1998; Ferry *et al.*, 2001; Lacassin *et al.*, 2001; Meghraoui, 2001; Meghraoui *et al.*, 2001; Dutour *et al.*, 2002; Champagnac *et al.*, in prep.]. Ces études sont basées sur des travaux de tranchées (faille de Bâle-Reinach supposée avoir causée le séisme destructeur de Bâle en 1356, [Ferry *et al.*, 2001; Meghraoui *et al.*, 2001]) ou sur des déformations affectant le Quaternaire ([Carraro *et al.*, 1994 ; Champagnac *et al.*, in prep.], voir le chapitre II.3). Elles peuvent être ensuite comparées à la sismicité régionale afin d'analyser la cohérence des indices de déformation. En règle générale, la difficulté réside dans la différenciation entre une origine tectonique ou gravitaire (glissement de versant, surcharge des glaciers) de ces structures cassantes. Des indices tels que la continuité sur plusieurs versants de la zone de fracturation, la compatibilité avec le champ régional de fracturation ou la présence de 'coins' de colluvions le long d'un plan de faille permettent d'attribuer à ces structures une origine tectonique. Les taux de déformation actuels étant faibles, les indices néotectoniques considérés fiables sont rares, et une liste exhaustive des failles actives n'est pas réalisable à l'heure actuelle.

L'ensemble de ces données sismotectoniques et néotectoniques a été complété par le tracé de failles reconnues sur le terrain, mais dont l'activité n'est pas attestée. Deux classes de fiabilité ont été introduites (possible et probable), en considérant l'orientation de ces failles dans le contexte tectonique régional définie par le champ de déformation/contraintes déduit de l'analyse géodésique et sismotectonique [Delacou *et al.*, 2004a; Delacou, 2005]. Si les failles ainsi définies s'intègrent dans le régime tectonique local, elles sont qualifiées de 'probables', tandis que si elles représentent des structures régionales importantes, sans que le régime tectonique associé soit bien défini par notre étude (dans des régions de changement de régime tectonique ou de sismicité contrastée), elles sont alors qualifiées de 'possibles'. L'interprétation des ces structures doit rester prudente ; elles ne représentent qu'une proposition, réalisées dans le but d'obtenir une image homogène de la tectonique active.

L'analyse de la figure IV.2 montre que le régime tectonique actuel est caractérisé par :

- une extension perpendiculaire à la chaîne généralisée au niveau des zones internes, qui provoque localement l'inversion de la discontinuité majeure que représente le Front Pennique, bien documentée dans le Briançonnais [Sue *et al.*, 1999; Sue et Tricart, 2003]. Cette inversion est postulée en arrière du Mont-Blanc [Seward et Mancktelow, 1994] et dans le Valais (Rahn, pers. comm.) sur la base d'études de traces de fissions. Il est d'ailleurs intéressant de noter que l'activité sismogène de cette zone extensive est plus abondante dans les zones placées en arrière des ensembles majeurs des Massifs Cristallins Externes (sud Valais entre Aar et Mont-Blanc et Briançonnais entre Pelvoux et Argentera). Ces massifs (Cristallins Externes), pourraient alors être considérés comme des môles rigides 'soutenant' les zones internes, bornant le régime extensif dans les zones internes. Entre ces ensembles l'extension pourrait se propager vers l'externe (sous les chaînons helvétiques du Nord-Valais et les nappes de flyschs de l'Embrunnais).

- la présence d'un système de décrochements dextres généralisé à l'ensemble de la bordure externe occidentale de la chaîne, depuis l'alignement du Wildhorn dans le nord-Valais [Maurer et Deichmann, 1995; Maurer *et al.*, 1997] jusqu'à la Haute-Durance/Argentera [Sue, 1998; Sue *et al.*, 1999; Sue et Tricart, 2003] en passant par le décrochement des Aiguilles Rouges [Deichmann *et al.*, 2002] et le front de Belledonne [Thouvenot *et al.*, 2003]. Ce système décrochant, suivant la courbure de l'arc, s'intègre bien dans un modèle de rotation anti-horaire de la plaque Apulienne [e.g. Gidon, 1974; Anderson et Jackson, 1987; Ménard, 1988; Calais *et al.*, 2002; Collombet *et al.*, 2002],

- un système de fracturation diffus, caractérisant l'ensemble des zones externes, avec la présence de décrochements conjugués associés à des axes de compression radiaux perpendiculaires à l'orogène (bien exprimé par exemple sur le bassin molassique Suisse et le Jura, avec des décrochements sénestres N-S et dextres WNW-ESE), dérivant localement soit vers un régime extensif (région de Zürich, Sud du graben du Rhin), soit vers un régime

compressif (front de Belledonne, front de la nappe de Digne, chaînons helvétiques). Ce système est interprété comme résultant d'un régime de contraintes proche d'un état sphérique ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  du même ordre de grandeur), permettant aux sources de contraintes locales de second ordre de s'exprimer.

En conclusion, la tectonique active de l'arc des Alpes centrales/occidentales est caractérisée par des déformations lentes (de l'ordre de 3 à 6e-08 an<sup>-1</sup>, avec des vitesses de surface de l'ordre de 1 à 2 mm.an<sup>-1</sup> au maximum, [Calais *et al.*, 2002; Nocquet et Calais, 2004; Sue *et al.*, submitted] et un régime tectonique contrasté, caractérisé par la présence de tous les types de régimes de déformation (extensif, compressif et décrochant). Malgré cette apparente complexité, l'étude de Bastien Delacou montre une bonne cohérence dans la régionalisation de la déformation, avec un régime extensif caractérisant l'ensemble des zones 'hautes' internes, associé à des zones compressives restreintes au pied du relief alpin. Les décrochements, sont particulièrement abondants en externe (mais également présents dans les zones internes), et sont compatibles avec les orientation d'axes de contraintes.

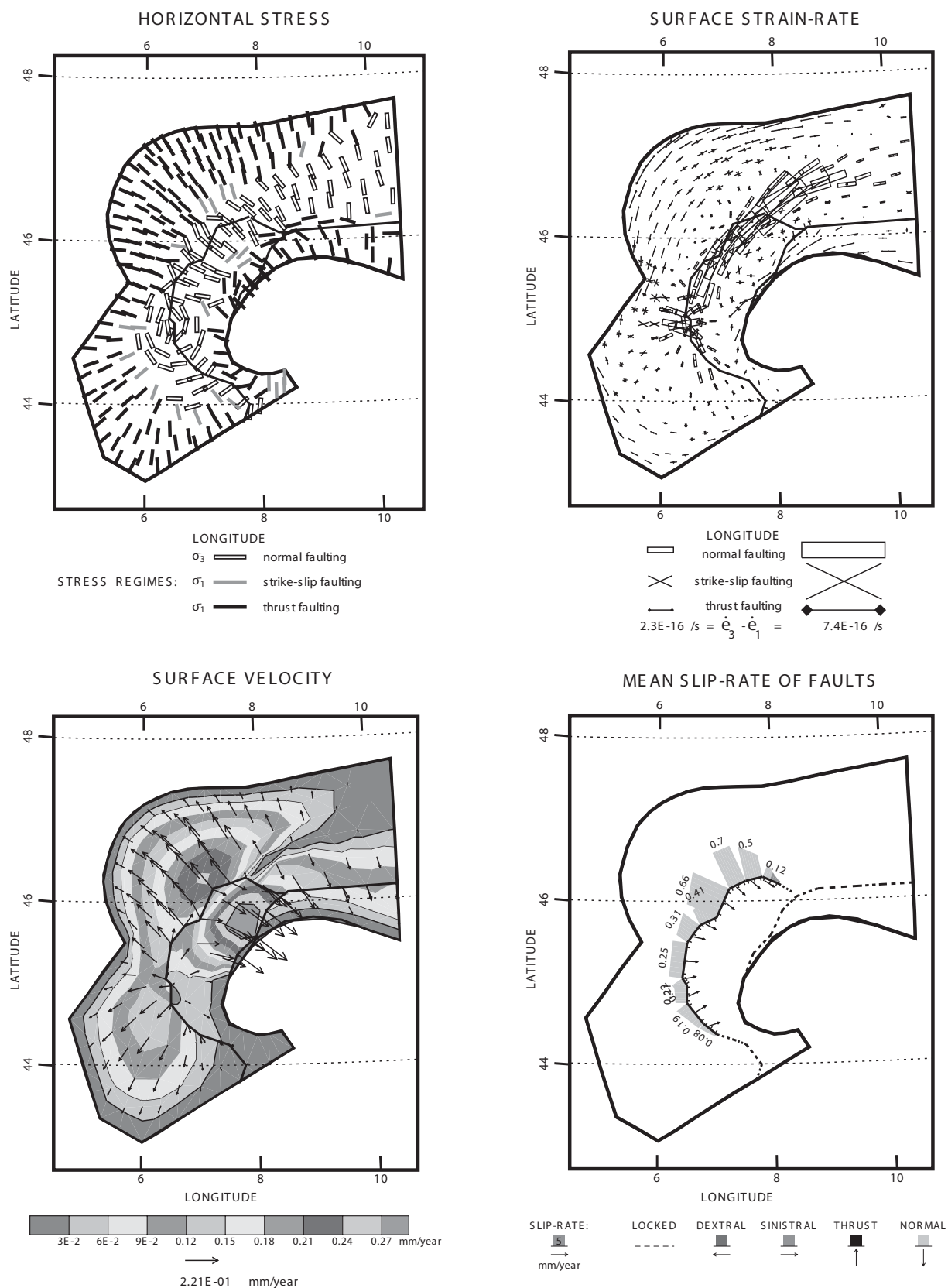
## 2) Géodynamique :

D'un point de vue qualitatif, la corrélation entre régime de déformation et épaisseurs crustales (topographie et anomalie de Bouguer) établie à partir de la synthèse sismotectonique de Bastien Delacou (annexe 2) amène à proposer un régime tectonique contrôlé par des forces de volume (figure IV.3). Dans cette hypothèse, l'extension observée en interne au niveau des zones de croûte épaissies serait induite par le rééquilibrage des épaisseurs crustales vis-à-vis de l'avant-pays occidental et de la plaine du Pô, caractérisées par des épaisseurs crustales 'normales' (environ 30 km). Ces zones externes seraient alors soumises, en réaction à l'extension des zones internes, à un régime compressif localisé au pied du relief alpin. Ce régime résulte de l'équilibrage des potentiels gravitationnels entre zones internes et externes. Les conditions aux limites en rotation compliquent ce modèle et provoquent un régime décrochant dextre parcourant l'ensemble de la chaîne (figure IV.3).

Afin de préciser la contribution des mécanismes de rééquilibrage gravitaire sur la tectonique actuelle de la chaîne, des études de modélisation numérique ont été conduites par Bastien Delacou, d'une part en 3D dans un modèle de déformation visco-plastique (code SHELLS [Kong et Bird, 1995; Bird, 1999], voir l'annexe 3), d'autre part en coupe dans un modèle de déformation élasto-visco-plastique (code ADELI, [Hassani, 1994; Hassani et al., 1997]). Ces études montrent qu'en l'absence de conditions aux limites mobiles, le réajustement en volume de la chaîne aboutit à un régime tectonique très proche de celui observé grâce à l'étude sismotectonique : l'extension est radiale à la chaîne dans les zones internes et la compression (également perpendiculaire à l'arc), caractérise la zone externe (figure IV.4). Les taux de déformation calculés montrent une bonne correspondance avec les calculs de déformation géodésiques, du même ordre de grandeur (3 à 6e-08 an<sup>-1</sup>). De plus, les modélisations réalisées en coupe (profil ECORS) montrent qu'en présence de conditions aux limites mobiles, l'état de déformation s'écarte rapidement de celui observé, avec un système totalement compressif (respectivement extensif) dès qu'on atteint des taux de convergence (respectivement divergence) de 1 mm.an<sup>-1</sup>. Le régime actuel de l'arc des Alpes centrales/occidentales apparaît donc comme résultant d'un équilibre interne entre extension et compression, généré par le rééquilibrage gravitaire des épaisseurs crustales en l'absence de convergence/divergence aux limites. Le rôle de la rotation reste difficile à quantifier, mais permettrait d'expliquer la réorientation des axes d'extension en interne, ainsi que l'occurrence de décrochements dextre généralisée au niveau de la zone externe.

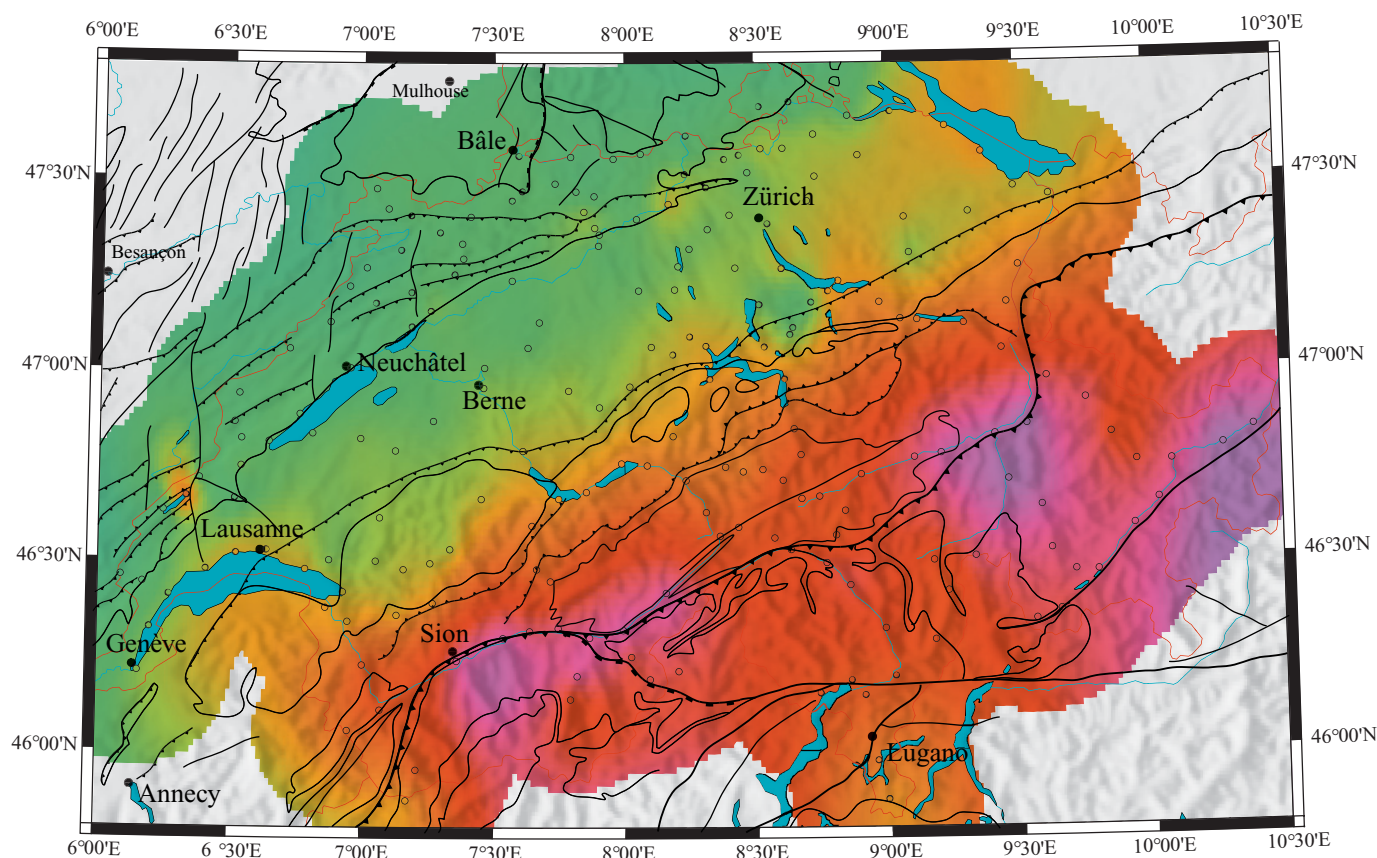
Nous proposons donc que le régime géodynamique actuel de l'arc alpin résulte de l'arrêt

## ISOSTATIC MODEL; FIXED BOUNDARIES (Delacou et al., in press)

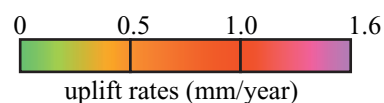


**Figure IV.4:** Exemple de résultats des modélisations numériques calculées par Bastien Delacou. Ce modèle utilise une géométrie crustale réaliste et des conditions aux limites fixes. Il représente une réponse tectonique à une anomalie de potentiel gravitaire des Alpes occidentales et centrales. La contrainte horizontale (en haut à gauche), les taux de déformation (en haut à droite), la vitesse de surface (en bas à gauche) et les mouvements sur les failles sont calculés et représentés (voir l'annexe 3 pour plus de détails).





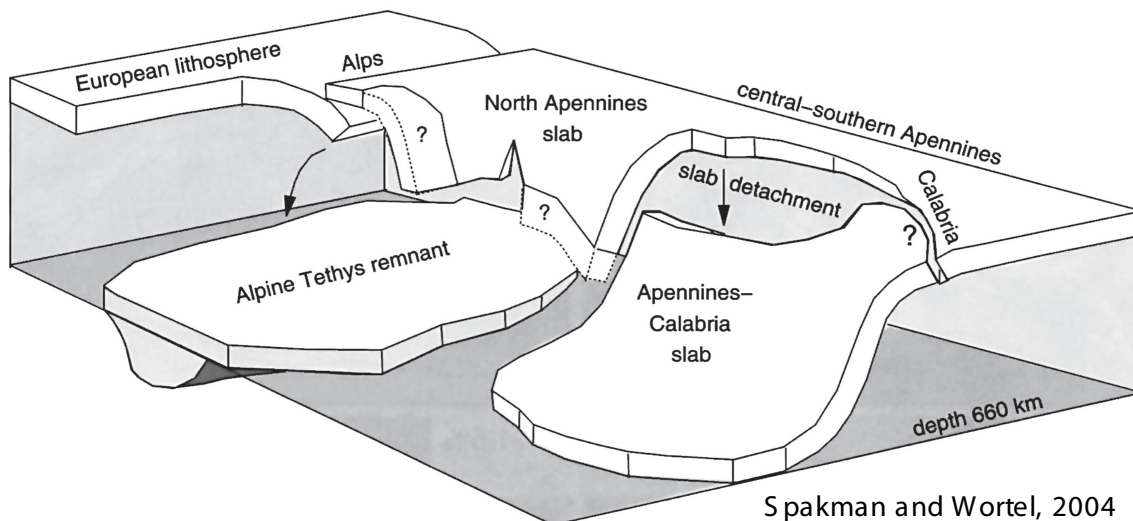
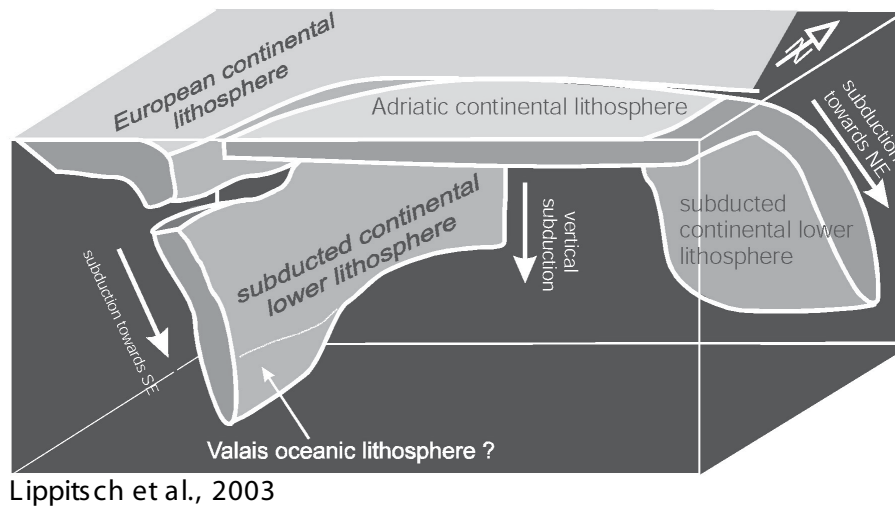
**Figure IV.5:** Carte de taux de soulèvement relatif par rapport à un point fixe situé à Aarberg (Nord de la Suisse centrale), d'après Gubler *et al.* [1981].



de la convergence Apulie/Europe, avec une probable contribution de conditions aux limites en rotation, définissant ainsi un régime tectonique post-collisionnel (figure IV.3). Cependant, d'autres contributions (dont l'importance reste à définir), pourraient avoir un rôle important dans le régime tectonique de la chaîne. En particulier, il apparaît que le soulèvement des zones internes (par rapport aux zones externes), quelle que soit son origine, pourrait aboutir, par flexure de la lithosphère, à un régime tectonique proche de celui observé dans la synthèse sismotectonique de Bastien Delacou (extension en interne et transpression/compression en externe). Des études de nivellement, réalisées sur le territoire Suisse [Gubler *et al.*, 1981; Kahle *et al.*, 1997], montrent de tels soulèvements relatifs (figure IV.5), atteignant 1.5 mm/an au niveau des zones 'hautes' comparativement à un point fixe situé dans le Nord-Est du bassin molassique suisse. Ce soulèvement, dans notre modèle de rééquilibrage gravitaire post-collisionnel, serait induit par la réaction isostatique consécutive à l'extension observée dans les zones internes. Cependant, d'autres types de réaction isostatique (rôle de l'érosion et/ou d'un rebond post-glaciaire) pourraient jouer un rôle important.

Un autre type de réajustement, d'origine plus profonde, pourrait aussi avoir un rôle majeur, mais particulièrement difficile à quantifier. En effet, la structure lithosphérique de la chaîne, étudiée par tomographie sismique, montre une configuration complexe de la géométrie du (des) slab(s) lithosphérique(s) en profondeur (figure IV.6), interprétée de manières différentes suivant les auteurs et les techniques de calcul [Lippitsch *et al.*, 2003; Spakman et Wortel, 2004]. Au niveau des Alpes occidentales, un slab à pendage Est à Sud Est semble être correctement identifié jusqu'à 100-150 km, même si sa continuité en profondeur reste sujette à

discussion. Ce slab, lié à l'histoire de la subduction océanique (et/ou continentale) de la Téthys alpine (et/ou de ses marges continentales) pourrait, par des mécanismes tels que la rupture de slab (slab break-off) ou le recul de la subduction (slab roll-back) impliquer des conséquences majeures sur la dynamique crustale des alpes. Sa rupture, postulée par Stampfli *et al.* [2002] à l'Oligocène ou par Lippitsch [2002] à l'actuel sous les Alpes occidentales, pourrait induire un remplacement du matériel subduit par l'asthénosphère avoisinante, ce qui entraînerait une réponse isostatique positive des zones internes sus-jacentes, ainsi qu'une flexure de l'ensemble de la lithosphère. Les effets de ce type de dynamique sur l'état de déformation/contraintes sont difficiles à appréhender et des études plus poussées (modélisation) sont nécessaires pour tenter de quantifier ces mécanismes. De la même manière, le corps d'Ivrée, identifié par les anomalies gravimétriques positives qu'il engendre, est interprété comme une remontée de matériel mantellique jusqu'en sub-surface. Sa position est particulièrement instable dans l'édifice alpin (d'un point de vue isostatique), et ses conséquences sur la dynamique actuelle de la chaîne



**Figure IV.6:** Blocs 3D lithosphériques interprétatifs basé sur les modèles de tomographie établis par Lippitsch *et al.* [2003], en haut ; et Spakman et Wortel [2004], en bas.

restent mal contraintes.

Malgré ces inconnues, le travail de Bastien Delacou a montré le rôle prépondérant du rééquilibrage gravitaire post-collisionnel dû aux hétérogénéités crustales de la chaîne, qui aboutit au régime tectonique analysé grâce aux outils de la sismotectonique. Ce travail se concentrant sur la dynamique actuelle de la chaîne, la question de l'âge de mise en place de ce régime post-collisionnel, et les raisons géodynamiques d'un arrêt de la convergence restent ouvertes. Les comparaisons avec les résultats du présent volume, nous aideront à proposer (chapitre IV.3) un modèle d'évolution Mio-Pliocène à Quaternaire de la dynamique tectonique alpine.

## II Géodynamique néogène de l'arc Alpin

Les phénomènes extensifs dans les chaînes de montagnes sont bien connus, et ont été étudiés en particulier dans les Andes [e.g. Dalmayrac et Molnar, 1981; Sébrier *et al.*, 1985; Deverchère, 1988], l'Himalaya [Molnar et Tapponnier, 1978; Armijo *et al.*, 1986; England et Houseman, 1989; Harrison *et al.*, 1992; Molnar, 1992], le Basin and Range [Malavieille, 1987; Lister et Davis, 1989; Jones *et al.*, 1992; Thatcher *et al.*, 1999] et la chaîne hercynienne [Ménard et Molnar, 1988; Echtler et Malavieille, 1990; Doblas, 1991]. D'autre part, les chaînes péri-méditerranéennes (cordillères Bétiques, Alpes occidentales, Apennins, Dinarides, Hélénides, Maghrébides) ont toutes subi une extension liée aux ouvertures océaniques néogènes [Platt et Vissers, 1989; Tricart *et al.*, 1994; Doglioni *et al.*, 1997; Jolivet *et al.*, 1998; Durand *et al.*, 1999; Jolivet et Faccenna, 2000; Rosenbaum *et al.*, 2002]. Différents modèles géodynamiques ont été proposés pour expliquer ces extensions, qui mettent en jeu des forces de volume (intrinsèques) et des forces aux limites (extrinsèques) qui s'équilibrent subtilement, changent au cours du temps et donnent à l'orogène la géométrie et la cinématique observées.

La plus grande partie de l'extension documentée par ce travail d'analyse de la fracturation est orientée parallèlement aux structures alpines, et suit la direction générale de l'arc. Cette tectonique extensive bien que difficilement datable (voir chapitre II.4) est contemporaine (pour sa plus grande partie) d'une tectonique compressive en externe. La coexistence dans un même orogène d'extension et de compression permet d'abandonner les modèles géodynamiques liés à des contextes post-orogéniques (effondrement provoqué par l'arrêt de la convergence [Lister et Davis, 1989; Thatcher *et al.*, 1999]). Les autres modèles géodynamiques possibles en contexte de convergence (collapse syn-orogénique, slab break-off, slab rollback) impliquent une direction d'extension parallèle à la direction de raccourcissement [Fleitout et Froidevaux, 1982; Molnar et Lyon-Caen, 1988; England et Houseman, 1989; Molnar et Lyon-Caen, 1989; Blanckenburg von et Davies, 1995; Jolivet *et al.*, 1998; Lippitsch *et al.*, 2003] et ne peuvent donc pas être appliqués à la tectonique néogène des Alpes.

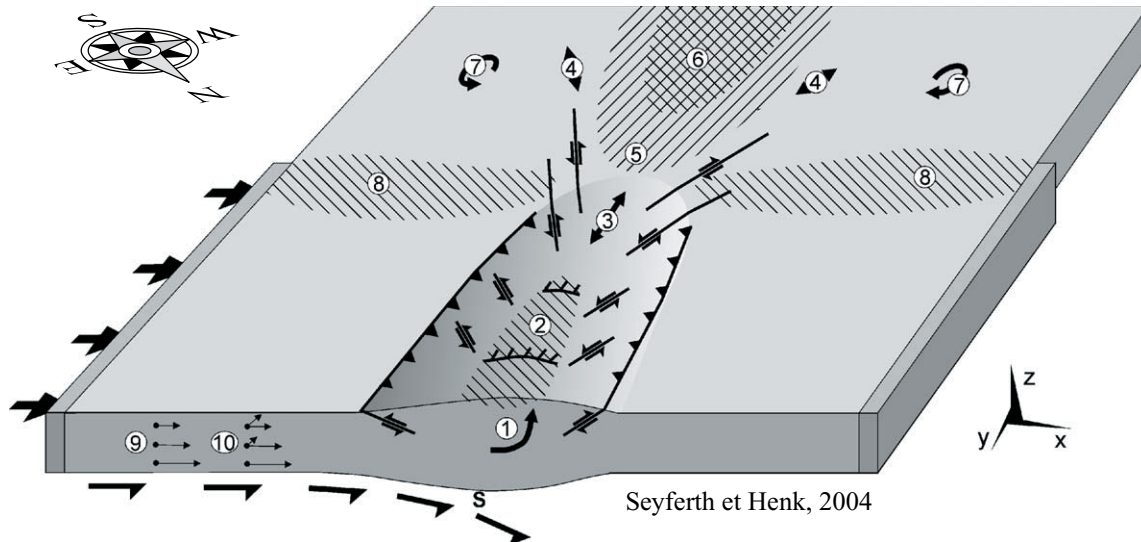
D'autres modèles, comme l'extension sur l'extrados d'un pli de rampe crustal [Wilschko et Eastman, 1983; Burg *et al.*, 2002], le poinçonnement vertical d'un coin mantellique [Schwartz, 2002] ou une zone transtensive [Mancktelow, 1985; Hubbard et Mancktelow, 1992; Steck et Hunziker, 1994] peuvent être considérés localement, mais ne peuvent probablement pas expliquer un régime extensif aussi durable et étendu avec la direction d'extension que nous observons. Ces modèles ont déjà été commentés dans le cas des Alpes occidentales [Sue et Tricart, 2002], je ne les détaillerai donc pas ici.

Un modèle géodynamique basé sur les observations de terrain doit expliquer une extension parallèle à la chaîne en contexte de convergence. L'extrusion latérale, c'est à dire l'échappement d'un bloc vers une bordure libre sous l'effet d'un serrage, est une solution pour produire un contexte extensif à grande échelle, orienté perpendiculairement à la direction de raccourcissement. Comme cela a été montré par des modèles numériques [Seyferth et Henk, 2004], l'extrusion latérale est commune dans l'évolution tardive des orogènes, même dans le



cas d'un faible épaissement crustal, et même en l'absence de bordure libre. Quel que soit le contexte, la quantité d'extension accommodée par ce mécanisme varie proportionnellement de 10% à 70% de la quantité de raccourcissement, en fonction des conditions géodynamiques (figure IV.7). On retrouve ce mode de déformation au Tibet [Molnar et Tapponnier, 1975; Molnar *et al.*, 1987; Jolivet, 1995; Tapponnier *et al.*, 2001], dans les Alpes orientales [Tapponnier, 1977; Ratschbacher *et al.*, 1989; Seyferth et Henk, 2004], en Turquie [Dewey *et al.*, 1986; Le Pichon *et al.*, 1994].

Nous avons proposé ce modèle pour les Alpes occidentales [Champagnac *et al.*, 2004;

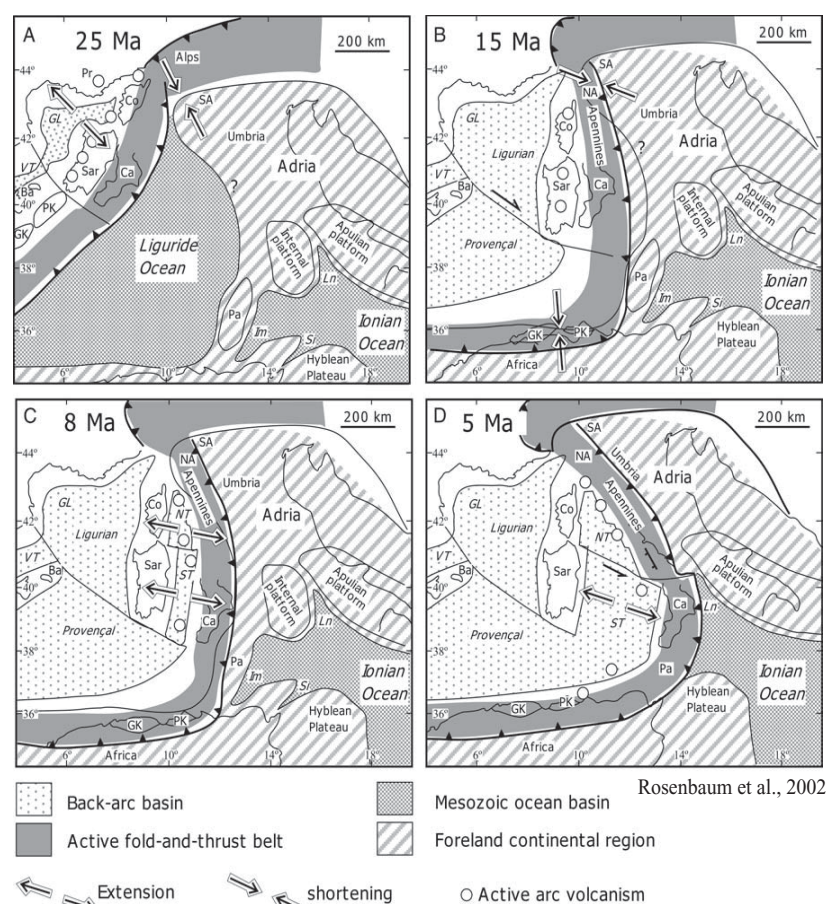


Schematic overview of prominent structures and processes observed in the numerical models:

- (1) maximum uplift of rocks; (2) zone of superficial crustal thinning, possible occurrence of normal faults;
- (3) and (4) areas of maximum orogen-parallel extension; (5) maximum amounts of lateral extrusion;
- (6) zone of extension in convergence-parallel direction; (7) rotation of foreland flanks;
- (8) zone of diffuse crustal thickening; (9) successive mechanical decoupling along the vertical crustal profile;
- (10) additional decoupling by partitioning of the convergence vector.

**Figure IV.7:** Modèle conceptuel d'extrusion latérale, basé sur des modélisations numériques [Seyferth et Henk, 2004]. L'orientation est indiquée pour comparaison avec les Alpes occidentales.

Champagnac *et al.*, submitted-b], lié et favorisé par l'ouverture puis la présence de la mer Ligure jouant le rôle de bordure libre. La rigidité du bloc considéré (qu'il reste d'ailleurs à définir) peut être discutée, mais la présence d'extension sur plusieurs centaines de km implique une rigidité probablement assez faible. Deux arguments ont été avancés par Sue [Sue, 1998; Sue et Tricart, 2002] pour repousser ce modèle de l'explication du régime extensif dans les Alpes sud-occidentales : la courbure importante de l'arc au Sud et à l'est de l'Argentera, et l'absence de décrochements sénestres conjugués aux grandes failles dextres. Comme nous l'avons écrit dans l'article pour *Tectonics* (voir la troisième partie), ces arguments peuvent être écartés : la forme très courbe de la partie la plus au Sud de l'arc (entre Nice et Gênes) semble être liée, pour partie, au processus de retrait du slab Apennin, au cours du Miocène Supérieur et du Pliocène [Gueguen *et al.*, 1998; Rosenbaum et Lister, 2004a; b], figure IV.8. Des études de traces de fission sur apatites donnent des âges maximums de 11 Ma, avec une accélération du soulèvement vers 5 Ma de l'Argentera et des Alpes Ligures [Bigot-Cormier *et al.*, 2000; Bogdanoff *et al.*, 2000; Foeken *et al.*, 2003]. Cet âge (11 Ma) correspond au transfert de l'extension de la mer Ligure vers le bassin Tyrrhénien [Kastens et Mascles, 1990; Faccenna *et al.*, 1996; Carminati, 2001; Rollet *et al.*, 2002; Rosenbaum *et al.*, 2002]. La géométrie alpine au cours du Miocène autorise donc une bordure libre directement en contact avec les unités internes. La faible importance



Schematic reconstruction of the tectonic evolution of the Apennine-Maghrebide belt.

A. early Miocene (25 Ma); B. middle Miocene (15 Ma); C. late Miocene (8 Ma); D. Pliocene (5 Ma).

Note that the Internal Platform is accreted to the overriding plate between C and D.

Ba—Balearic Islands; Ca—Calabria; Co—Corsica; GK—Grand Kabylie; GL—Gulf of Lion; Im—Imerese; Ln—Lagonegro; NA—Northern Apennines; NT—Northern Tyrrhenian; Pa—Panormide platform; PK—Petite Kabylie; Pr—Provence; SA—Southern Alps; Sar—Sardinia; Si—Sicilian; ST—Southern Tyrrhenian; VT—Valencia Trough.

**Figure IV.8:** Evolution néogène des bassins Ligure et Tyrrhénien, en relation avec les Apennins et les Maghrébides.

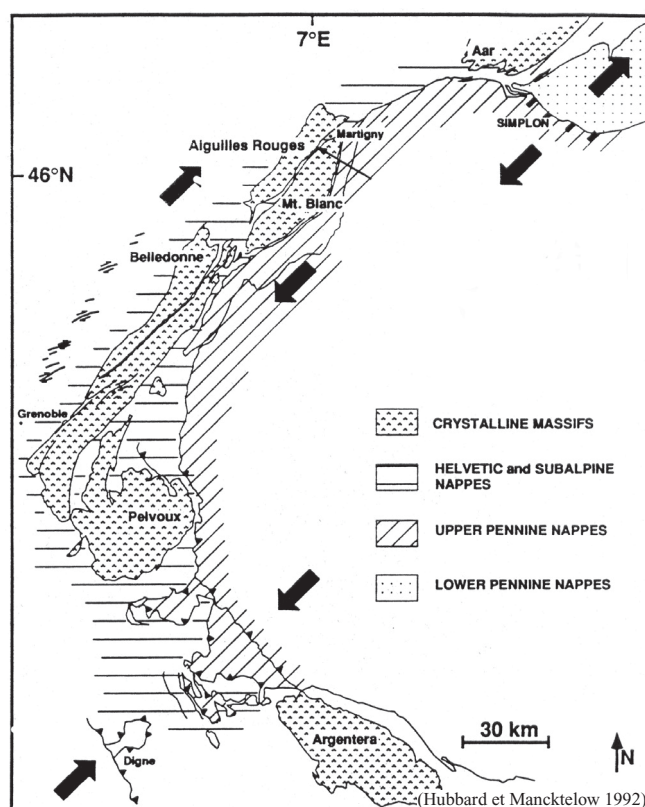
des failles sénestres à l'Est de la chaîne alpine semble interdire un modèle d'extrusion entre deux décrochement conjugués. Néanmoins, l'importance de la rotation anti-horaire de la plaque Apulienne [Gidon, 1974; Anderson et Jackson, 1987; Vialon *et al.*, 1989; Collombet, 2001; Collombet *et al.*, 2002] explique cette lacune, en accommodant le mouvement relatif attendu le long d'un décrochement grâce à un mouvement rotatif.

Hubbard et Mancktelow [1992] avaient proposé un modèle comparable, mais en transférant le mouvement des unités internes (Valais et Val d'Aoste en particulier) vers les nappes de flyschs et la nappe de Dignes (figure IV.9). Nos données montrent

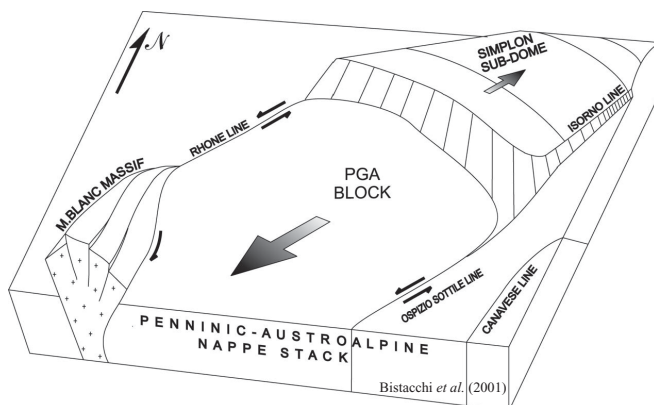
que la direction d'extension suit la chaîne, vers le Sud et le Sud-Est, là où ces auteurs proposaient une translation vers le Sud-Ouest. Néanmoins, une géométrie pour ce bloc extrudé était proposée, limité au Nord-Ouest par la faille du Simplon, au Nord et à l'Ouest par les failles du Rhône et le décrochement de Belledonne. Un modèle comparable a également été proposé [Bistacchi *et al.*, 2001], en limitant le bloc à l'Est par une faille sénestre (faille d'Ospizio-Sottile) et en reprenant les limites de Hubbard et Mancktelow [1992] au Nord et à l'Ouest (figure IV.10).

Ces résultats permettent de proposer un bloc semi-rigide, limité au Nord-Est par la faille du Simplon, au Nord par la faille du Rhône, puis par le décrochement de Belledonne à l'Ouest. Cette limite semble avoir accommodé une déformation importante. Les décrochements équivalents, plus au Sud (failles dextres de Haute Durance-Serrenne-Bersezio) seraient la limite Sud-Ouest de ce bloc. La relation cinématique entre ces deux systèmes dextres (Rhône-Belledonne et Haute Durance-Serrenne-Bersezio) ne semble pas directe, et reste ouverte. La limite orientale du bloc proposé reste imprécise, et est moins franche que sa limite occidentale.

Comme nous l'avons vu, une partie des directions d'extension est perpendiculaire ou oblique à la direction alpine. Ces directions avaient déjà été observées localement, et cette étude confirme la présence de cette extension dans tout l'arc, et plus particulièrement dans la partie Sud, entre la Vanoise et l'Argentera. Cette extension a été reconnue en déformation ductile à ductile-cassante [e.g. Rolland *et al.*, 2000; Ganne *et al.*, 2004; Schwartz *et al.*, 2004] et interprétée comme



**Figure IV.9:** Modèle d'extrusion latérale proposé par Hubbard et Mancktelow [1992]. Les quantités de mouvements et les âges de la déformation sont comparable entre la région du Simplon (extension) et les nappes de charriage du Sud-Ouest de l'arc Alpin.



**Figure IV.10:** Modèle d'extrusion proposé par Bistacchi *et al.* [2001] entre le Mont Blanc et le dôme Lépointin.

une conséquence du soulèvement relatif des Massifs Cristallins Internes. Elle a également été reconnue en déformation fragile [Sue, 1998; Rolland *et al.*, 2000; Sue et Tricart, 2002; Champagnac *et al.*, 2004], en particulier en arrière du Front Pennique, et a été interprétée comme une conséquence du soulèvement relatif des Massifs Cristallins Externes [Seward et Mancktelow, 1994; Aillères *et al.*, 1995; Cannic *et al.*, 1999]. Enfin, cette direction correspond au régime tectonique actuel, documenté par la sismotectonique (voir chapitre IV.1). Ces origines différentes (soulèvements relatifs et rééquilibrage gravitaire) ne sont pas identifiables de manière certaine sur le terrain, et ont probablement interagité en se succédant dans le temps. Une partie en tout cas des déformations cassantes observées provient de niveau structuraux superficiels (voir chapitre II.4). Par analogie, ces déformations sont assimilables au régime tectonique actuel. Des indices néotectoniques, même s'ils sont discutables, montrent également une telle direction d'extension, plus récente que 15000 ans (voir chapitre II.3).

Ces différents moteurs de l'extension selon différentes directions ne sont pas exclusifs les uns des autres, et ont probablement interagité pour donner des structures complexes (extension multidirectionnelle, formation de dômes et bassins, reprise de structures compressives en extension). A ces différents moteurs, liés à un contexte général compressif, il faut ajouter la rotation de la microplaque Apulienne, [Gidon, 1974; Anderson and Jackson, 1987; Ménard, 1988; Laubscher, 1991; Collombet, 2001]. Ce mouvement

complexe de translation-rotation du bloc Apulien semble pouvoir expliquer une grande partie des déformations observées dans les Alpes. En fonction de la position du pôle de rotation, la partie septentrionale de cette plaque a pu provoquer une partie des mouvements compressifs, indépendamment du poinçonnement général. De la même manière, alors que le poinçonnement devenait moins actif, cette rotation a pu diminuer l'importance des forces aux limites dans les Alpes occidentales et laisser s'exprimer les forces de volume.

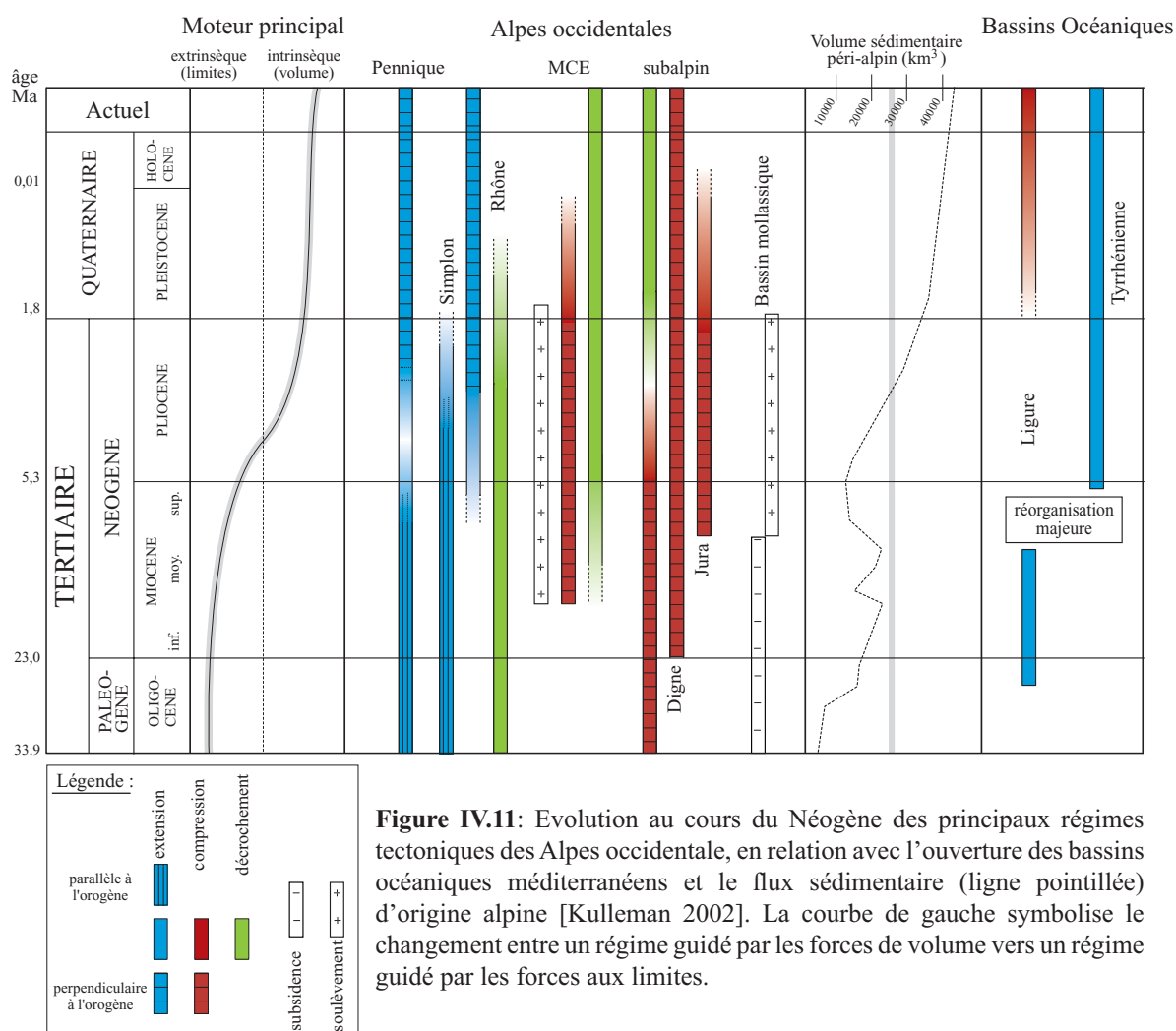


### III Changement de régime tectonique et implications géodynamiques

La comparaison entre les résultats de Bastien Delacou (analyse du régime sismotectonique) et les miens (analyse de la fracturation) montre qu'il a existé deux régimes tectoniques différents dans l'ensemble de la chaîne des Alpes centrales/occidentales. Les modalités et l'âge de passage d'un régime à l'autre sont discutés dans ce chapitre, écrit en commun.

Au **Néogène**, le régime tectonique est caractérisé par une extension parallèle à l'axe d'allongement de la chaîne au niveau de l'ensemble des zones internes ([Champagnac *et al.*, submitted-b] voir la troisième partie) alors que la collision s'exprime simultanément en domaine externe par la propagation du front compressif (soulèvement des Massifs Cristallins Externes et plissement de la couverture). Ce régime tectonique est interprété comme résultant de l'**extrusion latérale** des zones internes en réponse au poinçonnement de la plaque Apulienne. Un des problèmes de cette analyse de tectonique tardi-alpine concerne le **manque de contraintes temporelles** des structures cassantes observées sur le terrain. De manière qualitative, la fracturation des zones internes est clairement postérieure aux structures ductiles, ce qui nous permet de proposer un âge de mise en place Néogène (voir le chapitre II.4).

En comparaison, le régime tectonique **actuel** est caractérisé par une extension perpendiculaire à l'orogène dans la haute chaîne, tandis que les zones externes sont soumises à



un régime majoritairement décrochant, avec des zones locales compressives au pied de la chaîne. Ce régime est interprété dans un contexte post-collisionnel dans lequel l'arrêt de la convergence aux limites permet aux forces de volume gravitaires de s'exprimer, en provoquant l'extension des zones de croûte épaissies (**rééquilibrage gravitaire**) et, en réponse, la compression observée localement en bordure de la chaîne. De plus, des conditions aux limites en rotation anti-horaire permettraient d'expliquer la présence des décrochements dextres parcourant l'ensemble de la bordure occidentale de la chaîne, en suivant sa géométrie arquée.

Ces deux régimes tectoniques, fondamentalement différents, résultent de l'interaction dans le temps et l'espace de différents processus géodynamiques (Fig IV.11. et fig IV 12) guidés par les mouvements aux limites de la chaîne, la dynamique profonde, mal connue et certains processus de surface:

### 1) Mouvements aux limites :

- *convergence/collision* : la convergence des plaques Apulienne et Européenne joue un rôle majeur dans l'édification de la chaîne, aboutissant à l'essentiel des structures observables à l'heure actuelle. Elle se met en place dès l'épisode de subduction au Crétacé sup./Eocène, aboutissant à un raccourcissement estimé à 120 km depuis l'Oligocène [Schmid et Kissling, 2000]. Les derniers témoins de cette convergence sont exprimés par la tectonique compressive de l'arc du Jura, qui se met en place à partir du Miocène Supérieur. Actuellement, les mesures GPS acquises depuis une dizaine d'années, montrent des déplacements faibles (de l'ordre de 1 à 2 mm.a<sup>-1</sup>), sans qu'aucune convergence aux limites ne soit établie. La chaîne alpine a donc subi une diminution des taux de convergence entre le Miocène Supérieur et l'actuel, probablement durant le Pliocène.

- *rotation* : la rotation anti-horaire de la plaque Apulienne, documentée depuis l'Oligocène Supérieur [Vialon *et al.*, 1989; Schmid et Kissling, 2000], est interprétée comme un facteur majeur dans l'édification de l'arc alpin [e.g. Gidon, 1974; Ménard, 1988; Laubscher, 1991; Collombet *et al.*, 2002]. En particulier, son expression pourrait être retrouvée dans les décrochements dextres parcourant l'ensemble de la chaîne (ligne péri-adriatique, décrochements Rhône-Mont Blanc-Belledonne, décrochements Haute Durance-Argentera). Ces décrochements, de par leurs géométries, pourraient induire le développement de zones transpressives (Argentera, [Tricart, in press]) ou transtensives (Simplon, [e.g. Mancktelow, 1990]. A l'heure actuelle, la rotation de la plaque Apulienne est établie, avec de faibles vitesses anti-horaire autour d'un pôle situé à proximité de Milan [Anderson et Jackson, 1987; Calais *et al.*, 2002]. Cette rotation semble donc perdurer tout au long de l'histoire tectonique alpine Tertiaire à actuelle.

- *mise en place de la mer Ligure* : en s'ouvrant à partir du Miocène inférieur, la mer Ligure découpe l'architecture alpine précoce (en déplaçant le bloc Corso-Sarde) et aboutit à l'océanisation au cours du Miocène moyen [Carminati *et al.*, 1998; Gueguen *et al.*, 1998; Rollet *et al.*, 2002; Rosenbaum et Lister, 2004b]. L'amincissement lithosphérique se transfère au cours du Miocène supérieur vers le bassin Tyrrhénien, dans un contexte d'ouverture arrière-arc associé au recul de la subduction apenninique/ionienne [Rosenbaum *et al.*, 2002]. Aujourd'hui, la marge de la mer Ligure (côte d'Azur) est caractérisée par un régime compressif [Béthoux *et al.*, 1992], inversant les structures extensives miocènes au moins depuis le début du Quaternaire [Mauffret *et al.*, 1980].

## 2) Dynamique profonde :

- *slab break-off* : la rupture du slab lithosphérique (ou d'une partie uniquement de ce slab) de la Téthys Alpine semble être à l'origine des événements extensifs et thermiques dans la chaîne alpine au cours de l'Oligocène [von Blanckenburg et Davies, 1995; Marchant et Stampfli, 1997; Stampfli *et al.*, 1998]. Les études de tomographie téléseismiques montrent une configuration actuelle complexe des slabs lithosphériques sous les Alpes [Lippitsch *et al.*, 2003; Spakman et Wortel, 2004]. Cette configuration est interprétée par certains auteurs comme résultant d'un slab break-off en cours sous les Alpes occidentales [Lippitsch *et al.*, 2003]. Néanmoins, ces interprétations doivent être considérées avec prudence, et l'évolution de la structure profonde de la chaîne reste à discuter.

- *poinçonnement vertical* : ce phénomène, lié au mouvement vertical d'un poinçon d'origine profonde en contexte compressif, a été proposé pour expliquer le régime extensif observé dans une partie des zones internes de la chaîne [Rolland *et al.*, 2000; Wawrzyniec *et al.*, 2001; Schwartz, 2002; Ganne *et al.*, 2004]. A l'heure actuelle, un tel modèle impliquerait un découplage important des parties profondes en compression par rapport aux parties superficielles pour lesquelles les mesures GPS ne fournissent aucune évidence de cinématique convergente. Un tel découplage apparaît peu probable et semble ne pouvoir jouer un rôle que pendant l'histoire compressive de l'orogène.

## 3) Processus de surface :

- *augmentation des taux d'érosion* : une augmentation des taux d'érosion, analysée par des quantifications de flux sédimentaires de provenance alpine (bassins péri-alpins et deltas des fleuves principaux), est établie par [Kuhlemann *et al.*, 2002; Kuhlemann et Kempf, 2002] au cours du Pliocène. Cette augmentation serait reliée dans les Alpes à une modification générale du climat européen [Cederbom *et al.*, 2004] devenant plus humide en conséquence des changements de courants océaniques (lié à la fermeture de l'isthme de Panama à 4.6 Ma). Cette augmentation pourrait également être liée, de manière plus ou moins directe (voir ci-dessous), à des processus géodynamiques.

- *rebond post-glaciaire* : Le rebond isostatique consécutif à la fonte des glaciers würmiens il y a 19000 ans [Ivy-Ochs *et al.*, 2004] a fait l'objet de nombreuses discussions [Schaer et Jeanrichard, 1974; Gudmundsson, 1994; Persaud et Pfiffner, 2004], sans qu'aucune quantification ne soit clairement établie. La fonte rapide de cette calotte pourrait avoir provoqué un soulèvement généralisé, comme cela a été observé en Scandinavie [Klemann et Wolf, 1998; Wu *et al.*, 1999]. Cependant, les études cherchant à quantifier cette réponse se sont toutes heurtées à diverses inconnues, en particulier la méconnaissance des paramètres rhéologiques profonds qui guide les temps caractéristiques de rééquilibrage isostatique de l'accumulation, puis de la fonte des glaces. Ces études concluent toutes à une *possible* réponse isostatique actuelle, sans pouvoir en préciser les vitesses et les modalités. Un tel rebond, s'il était encore actif, devrait induire le soulèvement des zones correspondant aux grandes masses glaciaires [e.g. Kelly *et al.*, 2004]. Cependant, les taux de soulèvements calculés par nivellement sur le territoire suisse [Gubler *et al.*, 1981; Kahle *et al.*, 1997] ne montrent pas une telle corrélation, et sont plutôt liés au relief général et aux épaisseurs crustales de la chaîne. Il semble donc que le rebond post-glaciaire, s'il a lieu, soit intégré dans un soulèvement isostatique général d'une autre origine.



#### 4) Interprétations

L'interaction entre ces différents processus conduit aux régimes tectoniques observés (figure IV.11 et IV.12) dans un équilibre subtil entre dynamique intrinsèque (isostasie et étalement gravitaire) et dynamique extrinsèque (cinématique aux limites et processus de surface).

En particulier, l'importance de la cinématique aux limites paraît prépondérante. Tout d'abord, c'est la **convergence** des plaques Apulienne et Européenne qui, en premier ordre, provoque l'extrusion latérale des zones internes, à l'origine de l'extension parallèle à l'orogène au Néogène, ainsi que la propagation simultanée du front compressif vers les zones externes. De plus, c'est l'**absence de convergence** qui, à l'heure actuelle, laisse les processus de rééquilibrage gravitaire s'exprimer et provoque l'extension perpendiculaire à l'orogène dans la haute chaîne, associée au régime localement compressif observé en bordure de l'orogène. La diminution de la vitesse de convergence entre le Miocène supérieur et l'actuel suggère donc une importance de plus en plus grande des phénomènes gravitaires.

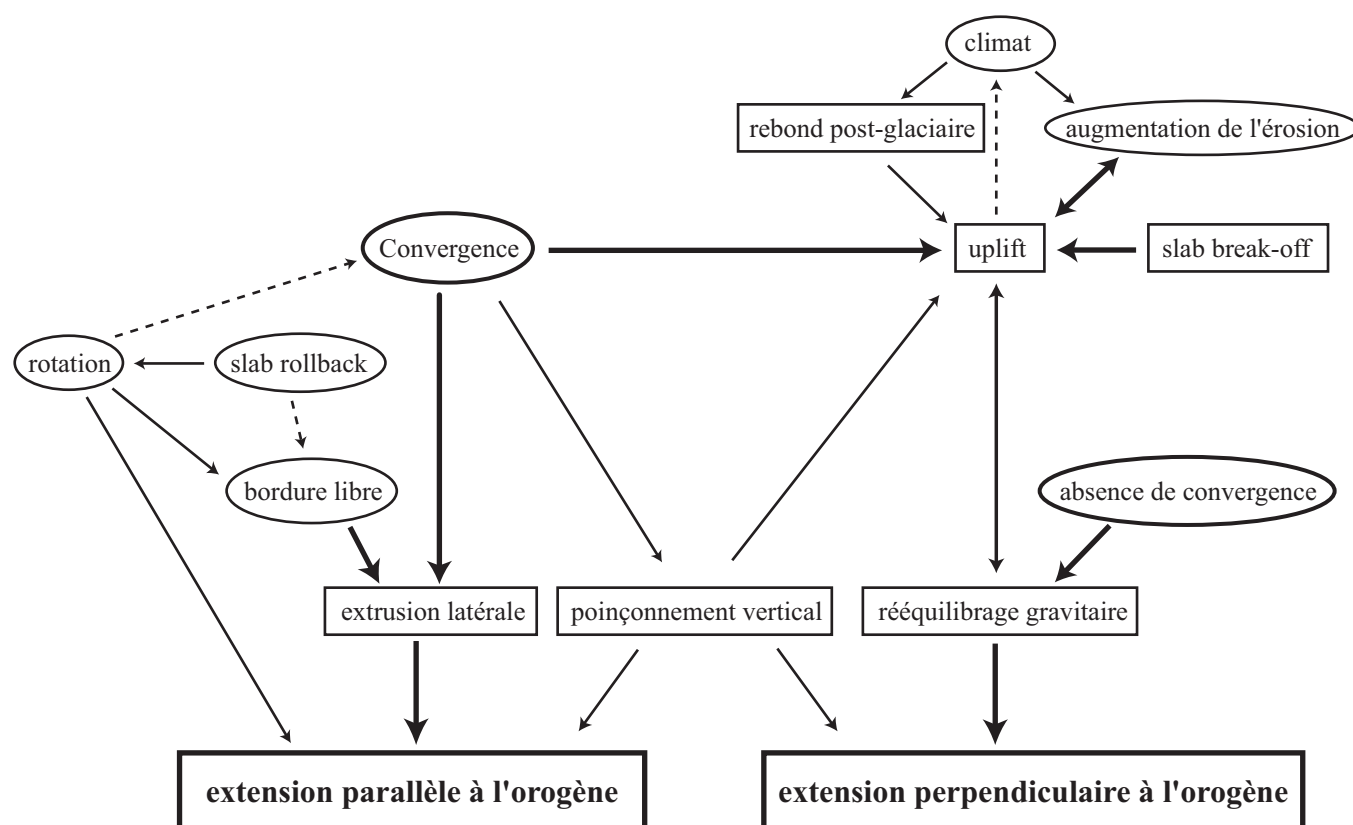
La présence d'une **rotation anti-horaire** de la plaque Apulienne complique ce système compressif en modulant dans l'espace la quantité de raccourcissement. Au cours du Néogène, cette rotation pourrait favoriser l'extrusion des zones internes, en accommodant les mouvements vers le sud de cette partie de l'arc tout en expliquant le manque de décrochements sénestres sur la bordure orientale du bloc extrudé.

A l'actuel, selon certains auteurs [Calais et al., 2002], le régime tectonique résulterait d'un contexte uniquement rotatif, provoquant l'extension observée dans les Alpes occidentales et la compression exprimée dans les Alpes orientales (Frioul). Cependant, les études de modélisation numériques réalisées par Bastien Delacou (figure IV.4 et annexe 2) montrent le rôle majeur du rééquilibrage gravitaire sur le régime tectonique actuel. Le rééquilibrage gravitaire semble donc modulé par la rotation, dans un équilibre délicat restant à quantifier.

L'ouverture de la **mer Ligure**, en créant une bordure libre méridionale, a pu favoriser les phénomènes d'extrusion proposés pour le régime tectonique alpin Néogène. A partir du Miocène supérieur, le transfert de cette extension vers le bassin Tyrrhénien a pu rendre cette bordure 'moins libre' et favoriser le soulèvement de la branche sud de l'arc (Argentera et Alpes Ligures, [Bigot-Cormier et al., 2000; Bogdanoff et al., 2000; Foeken et al., 2003], aboutissant à la structure particulièrement arquée de la branche méridionale de la chaîne, réorientant les directions d'extension.

La possible **rupture** récente du **slab** alpin a pu affecter l'équilibre isostatique des Alpes occidentales [von Blanckenburg et Davies, 1995; Sue, 1998]. Cette rupture, si elle a eu lieu, a pu provoquer un réajustement de la géométrie et de la répartition des densités en profondeur, induisant le soulèvement des parties sus-jacentes [van der Meulen et al., 1999]. Ce soulèvement, par flexure, pourrait permettre le développement d'un régime extensif crustal. Cependant, malgré l'interprétation avancée par certains auteurs d'une rupture actuelle sous les Alpes occidentales [Lippitsch, 2002], le manque de précision sur la géométrie et la cinématique lithosphérique ne nous permet pas de préciser les conséquences du slab break-off sur les régimes tectoniques observés.

L'érosion, en transférant de la matière des parties hautes de la chaîne à la périphérie modifie la répartition des masses de l'orogène. Le taux d'érosion est fonction de différents paramètres, en particulier la vitesse de soulèvement de la chaîne et le régime climatique. Une **hausse des taux d'érosion** a été observée dans les bassins péri-alpins au cours du Pliocène [Kuhlemann et al., 2002]. Cette variation importante (figure IV.11) est probablement liée à une augmentation des vitesses verticales de la chaîne. Elle a pu être la cause de cette augmentation de soulèvement (l'augmentation d'érosion entraînant un réajustement isostatique et un soulèvement) ou la conséquence (le soulèvement d'origine tectonique entraînant une augmentation d'érosion).



**Figure IV.12:** Organigramme conceptuel des différents mécanismes ayant pu avoir des conséquences sur les régimes tectoniques observés. Les rectangles symbolisent les forces de volume, les ellipses les forces aux limites. Les flèches en pointillé symbolisent une action possible d'un élément sur un autre ; les flèches fines représentent un lien probable entre un élément et le suivant ; les flèches épaisses correspondent aux liens qui nous semblent fondamentaux dans l'évolution néogène à actuelle de la chaîne alpine.

Quoiqu'il en soit, cette augmentation d'érosion marque un changement géodynamique majeur, qui pourrait se corréliser à la transition entre les régimes tectoniques Néogène et actuel. L'augmentation de l'érosion au cours du Pliocène à une échelle mondiale [Molnar, 2004] suggère que l'augmentation de l'érosion dans les Alpes occidentales ait pu provoquer une modification gravitaire entraînant une réponse isostatique, et le régime tectonique observé actuellement.

Une synthèse des observations tectoniques Néogènes à actuelles ainsi que les liens avec les différents moteurs géodynamiques décrits ci-dessus sont présentés sur la figure IV.11. En particulier, trois changements majeurs semblent avoir des conséquences sur le régime tectonique de l'arc alpin, permettant de proposer une évolution temporelle. Tout d'abord, l'arrêt de l'ouverture de la mer Ligure, daté du Miocène supérieur, pourrait impliquer une diminution de l'extrusion vers le Sud, et entraîner une diminution de l'extension parallèle à l'orogène. Ensuite, l'augmentation des taux d'érosion, d'une origine tectonique ou climatique ('chicken or egg' [e.g. Molnar et England, 1990]), signe une modification géodynamique Pliocène. Cette modification a pu être déterminante dans la modification tectonique observée. Finalement, une diminution progressive des mouvements aux limites, en particulier des taux de convergence, apparaît prépondérante dans le changement de régime géodynamique. En effet, l'extrusion implique inévitablement une convergence aux limites qui, en diminuant, laisse aux forces de volume la possibilité de provoquer un étalement gravitaire. Cependant cette diminution de convergence est difficile à quantifier, mais agit probablement de manière progressive depuis la fin du Miocène.

En conclusion, nous proposons que le passage d'un régime tectonique guidé par l'extrusion en contexte de collision à un régime gouverné par le rééquilibrage gravitaire post-collisionnel soit lié à un changement dans l'équilibre entre force aux limites et forces de volume. Cette transition a probablement eu lieu durant le Pliocène, en relation avec la diminution du taux de convergence et une forte augmentation de l'érosion.





## Références

*La terre nous en apprend plus long sur nous que tous les livres. Parce qu'elle nous résiste. L'homme se découvre quand il se mesure avec l'obstacle*

*A. de Saint-Exupéry*

- Agard, P., Fournier, M., et Lacombe, O., Post-nappe brittle extension in the inner Western Alps (Shistes Lustrés) following ductile exhumation: a record of synextension block rotation?, *Terra Nova*, 15, 2003.
- Ahorner, Z., Murawski, H., et Scheinder, G., Sismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin., *Geologische Rundschau*, 61, 915-942, 1972.
- Aillères, L., Bertrand, J., Macaudière, J., et Champenois, M., New structural data from the "Zone Houillere Briançonnais" (French Alps), nealpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front., *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 321, 247-254, 1995.
- Albarelo, D., Mantovani, E., Babbucci, D., et Tamburelli, C., Africa-Eurasia Kinematics - Main Constraints and Uncertainties, *Tectonophysics*, 243, 25-36, 1995.
- Anderson, E.M., The dynamics of faulting, *Ed. Oliver et Boyd, 2nd ed., Edinburgh*, 206, 1951.
- Anderson, H., et Jackson, J., Active tectonics in the Adriatic region, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 91, 937-983, 1987.
- Angelier, J., Sur l'analyse de mesures recueillies dans les sites faillés : l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 281, 1805-1808, 1975.
- Angelier, J., et Mechler, P., Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits., *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 1309-1318, 1977.
- Angelier, J., Determination of the mean principal direction of stress for a given fault population., *Tectonophysics*, 56, 17-26, 1979.
- Angelier, J., et Goguel, J., Sur une méthode simple de détermination des axes principaux de contrainte pour une population de faille., *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 288, 307-310, 1979.
- Angelier, J., tectonic analysis of fault data sets., *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 89, 5835-5848, 1984.
- Angelier, J., Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophysical Journal International*, 103, 363-376, 1990.
- Angelier, J., et Chen, R.F., Soulèvement et plissement tectonique révélés par analyse mathématique empirique de profils longitudinaux de rivières : un cas à Taiwan, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 334, 1103-1111, 2002.
- Argand, E., Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales, *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 47, 33-36, 1911.
- Argand, E., Sur l'arc des Alpes Occidentales, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 14, 145-191, 1916.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C., et Stein, S., Closure of the Africa-Eurasia-north America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 94, 5585-5602, 1989.
- Arlhac, P., Geraud, Y., Raynaud, S., et Terrier, M., Neotectonique dans les terrains quaternaires de la Basse Durance (France): premiers résultats., *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 304, 1019-1024, 1987.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J.-L., et Han, T.L., Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonics implications, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 91, 1986.
- Augliera, P., Cattaneo, M., et Eva, C., Seismic multiplets analysis and its implication in seismotectonics, *Tectonophysics*, 248, 219-234, 1995.
- Avouac, J.P., et Burov, E.B., Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 101, 17747-17769, 1996.
- Baillie, I.C., et Norbu, C., Climate and other factors in the development of river and interfluvial profiles in Bhutan, Eastern Himalayas, *Journal of Asian Earth Sciences*, 22, 539-553, 2004.
- Ballèvre, M., Lagabrielle, Y., et Merle, O., Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps, *Mémoire de la société Géologique de France*, 156, 27-236, 1990.
- Barfèty, J.C., Gidon, M., et Kerckhove, C., Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes Françaises, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 267, 394-397, 1968.
- Barfèty, J.C., Gidon, M., Lemoine, M., et Mouterde, R., Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins dans la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du col d'Ornon., *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 289, 1207-1210, 1979.
- Baroux, E., Béthoux, N., et Bellier, O., Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms, *Geophysical Journal International*, 145, 336-348, 2001.
- Beaumont, C., Ellis, S., Hamilton, J., et Fullsack, P., Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens, *Geology*, 24, 675-678, 1996.
- Beck, C., Rochette, P., et Tardy, M., Interprétation en terme de paléosismicité de niveaux déstructurés intercalés dans des rythmites lacustres quaternaires des Alpes Nord-occidentales., *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 315, 1525-1532, 1992.
- Béthoux, N., Cattaneo, M., Delpech, P.Y., Eva, C., et Réhault, J.-P., Mécanismes au foyer de séismes en mer Ligure et dans le sud des Alpes occidentales : résultats et interprétation, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 307, 71-77, 1988.
- Béthoux, N., Fréchet, J., Guyoton, F., Thouvenot, F., Cattaneo, M., Eva, C., Nicolas, M., et Granet, M., A closing Ligurian Sea ?, *Pageoph.*, 139, 179-194, 1992.



- Bigot-Cormier, F., Poupeau, G., et Sosson, M., Denudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons): Differential denudations of the Argentera Alpine external crystalline massif (SE France) revealed by fission track thermochronology (zircons, apatites). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330, 363-370, 2000.
- Bingham, C., Distribution on a sphere and the projective plane, Ph.D. thesis, 93 pp., Yale University, New Haven, 1964.
- Bird, P., Thin-plate and thin-shell finite-element programs for forward dynamic modeling of plate deformation and faulting, *Computer and Geosciences*, 25, 383-394, 1999.
- Bishop, M.P., et Shroder, J.F., *Geographic Information Science and Mountain Geomorphology*, 486 pp., Springer, 2004.
- Bistacchi, A., Eva, E., Massironi, M., et Solarino, S., Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology., *Journal of Geodynamics*, 30, 205-228, 2000.
- Bistacchi, A., et Massironi, M., Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach, *Tectonophysics*, 327, 267-292, 2000.
- Bistacchi, A., Dal Piaz, G.V., Massironi, M., Zattin, M., et Balestrieri, M.L., The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene- Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps, *International Journal of Earth Sciences*, 90, 654-667, 2001.
- Blanckenburg von, F., et Davies, J.H., Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps, *Tectonics*, 14, 120-131, 1995.
- Blès, J.L., et Gros, Y., Stress field changes in the Rhone Valley from the Miocene to the Present, *Tectonophysics*, 194, 265-277, 1991.
- Bogdanoff, S., Michard, A., Mansour, M., et Poupeau, G., Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps, *Terra Nova*, 12, 117-125, 2000.
- Bordet, P., Les failles vivantes du massif des Grands Moulins (Massif cristallin externe de Belledonne), *Géologie Alpine*, 46, 43-47, 1970.
- Bott, M.H., The mechanism of oblique slip faulting, *Geol. Mag.*, 96, 109-117, 1959.
- Brodzikowski, K., Kryszkowski, D., et van Loon, A.J., Endogenic processes as a cause of penecontemporaneous soft-sediment deformations in the fluviolacustrine Czyow series (Kleszczow Graben, central Poland), in *Deformation of sediments and sedimentary rocks*, edited by Jones, M.E. et Preston, R.M.F., Geological Society Special Publication, London, 1987.
- Brouwer, F.M., van de Zedde, D.M.A., Wortel, M.J.R., et Vissers, R.L.M., Late-orogenic heating during exhumation: Alpine PTt trajectories and thermomechanical models, *Earth and Planetary Science Letters*, In Press, Corrected Proof, 2004.
- Burbank, D.W., et Anderson, R.S., *Tectonic Geomorphology*, 274 pp., Blackwell Science, 2001.
- Burg, J.P., Sokoutis, D., et Bonini, M., Model-inspired interpretation of seismic structures in the Central Alps: Crustal wedging and buckling at mature stage of collision, *Geology*, 30, 643-646, 2002.
- Burkhard, M., Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques), *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 27, 281-301, 1986.
- Burkhard, M., L'helvetique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 81, 63-114, 1988.
- Burkhard, M., Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt), *Eclogae Geologicae Helveticae*, 83, 559-583, 1990.
- Burkhard, M., et Sommaruga, A., Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt., in *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, vol. 134, edited by Mascles, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H.P. et Fernández, M., Geological Society Special Publication, London, 1998.
- Calais, E., Galisson, L., Stephan, J.F., Delteil, J., Deverchère, J., Larroque, C., de Lepinay, B.M., Popoff, M., et Sosson, M., Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948-1998, *Tectonophysics*, 319, 1-17, 2000.
- Calais, E., Nocquet, J.M., Jouanne, F., et Tardy, M., Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996-2001., *Geology*, 30, 651-654, 2002.
- Cannic, S., Mugnier, J.-L., et Lardeaux, J.-M., Neogene extension in the Western Alps, *Memorie di Scienze Geologiche, Padova*, 51, 33-45, 1999.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P.T., et Sabadini, R., The two-stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model, *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 667-679, 1998a.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., et Sabadini, R., The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence, *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 651-665, 1998b.
- Carminati, E., Incremental strain analysis using two generations of syntectonic coaxial fibres: an example from the Monte Marguareis Briançonnais Cover nappe (Ligurian Alps, Italy), *Journal of Structural Geology*, 23, 1441-1456, 2001.
- Carraro, F., Guibaud, G., Giardino, M., et Perotto, A., Intense deformazioni in depositi fluvioglacustri olocenici nella media valle d'Aosta, *Atti Tic. Sc. Terra*, 1, 123-136, 1994.
- Cederbom, C.E., Sinclair, H.D., Schlunegger, F., et Rahn, M.K., Climate-induced rebound and exhumation of European Alps, *Geology*, 32, 709-712, 2004.
- Ceriani, S., Fugenschuh, B., et Schmid, S.M., Multi-stage thrusting at the «Penninic Front» in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs, *International Journal of Earth Sciences*, 90, 685-702, 2001.

- Champagnac, J.D., Déformations superposées dans le Nord de l'Oisans. Approche pluridisciplinaire et apport des méthodes d'imagerie 3D., *Géologie Alpine*, 76, 245-249, 2001.
- Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B., et Burkhard, M., Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais), *Eclogae geologicae Helveticae*, 96, 325-338, 2003a.
- Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B., Tricart, P., et Burkhard, M., Late alpine brittle extension in the internal zone of the Northwestern Alps, in *1st Swiss Geological Meeting*, Basel, 2003b.
- Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B., et Burkhard, M., Brittle deformation in the inner northwestern Alps : from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse, *Terra Nova*, 16, 232-242, 2004.
- Champagnac, J.D., Delacou, B., Tricart, P., Sue, C., Burkhard, M., et Allanic, C., Expression de la fracturation régionale distensive dans des dépôts holocènes de Lanslebourg (Haute Maurienne, Alpes Internes), *Bulletin de la Société Géologique de France*, in prep.
- Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B., Tricart, P., Allanic, C., et Burkhard, M., Miocene orogen-parallel extension in the inner Western Alps revealed by dynamical fault analyses, *Tectonics*, submitted.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P., Gautier, Y., Merle, O., et Vuichard, J.P., Deformation and motion in the western alpine arc, *Tectonics*, 5, 215-226, 1986.
- Claudel, M.E., et Dumont, T., A record of multistage continental break-up on the Briançonnais marginal plateau (Western Alps): Early and Middle-Late Jurassic rifting, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 92, 45-61, 1999.
- Collombet, M., Cinématique et rotation des Alpes occidentales: approche paléomagnétique et modélisation analogique, Ph.D. thesis, 222 pp., Université Joseph Fourier, Grenoble, 2001.
- Collombet, M., Thomas, J.C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.P., et Gratier, J.P., Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data., *Tectonics*, 21, 352-366, 2002.
- Coward, M.P., Dietrich, D., et Park, R.G., *Alpine tectonics*, Blackwell Scientific Publication, 1989.
- Crétaux, J.-F., Soudarin, L., Cazenave, A., et Bouillé, F., Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 103, 30167-30181, 1998.
- Dal Piaz, G.V., Venturelli, G., et Scolari, A., Calc-alkaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the internal northwestern Alps, in *Memorie di Scienze Geologiche*, vol. 32, Università di Padova, 1979.
- Dal Piaz, G.V., History of tectonic interpretations of the Alps, *Journal of Geodynamics*, 32, 99-114, 2001.
- Dalmayrac, B., et Molnar, P., Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 473-481, 1981a.
- Dalmayrac, B., et Molnar, P., Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 473-481, 1981b.
- Debelmas, J., Desmons, J., Carraro, F., Giraud, P., Monjuvent, G., et Sacchi, R., Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/250000, feuille d'Annecy., B.R.G.M., Orléans, 1979.
- Debelmas, J., et Kerckhove, C., Les Alpes franco-italiennes., *Géologie Alpine*, 56, 21-58, 1990.
- Decker, K., Meschede, M., et Ring, U., Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Mollasse, Helvetic nappes, North- and South-Penninic flysch and the Northern Calcareous Alps), *Tectonophysics*, 223, 291-312, 1993.
- Decker, K., et Peresson, H., Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension, in *Oil and gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*, vol. EAGE spec. publ. 5, edited by Wessely, G. et Liebl, W., pp. 69-77, 1996.
- Deichmann, N., et Rybach, L., Earthquakes and temperatures in the lower crust below the Northern Alpine Foreland of Switzerland, *Geophysical Monograph*, 51, 197-213, 1989.
- Deichmann, N., et Garcia-Fernandez, M., Rupture geometry from high-precision relative hypocenter locations of microearthquakes clusters, *Geophysical Journal International*, 110, 501-517, 1992.
- Deichmann, N., Baer, M., Braunmiller, J., Ballarin Dolfi, D., Bay, F., Bernardi, F., Delouis, B., Fäh, D., Gerstenberger, M., Giardini, D., Huber, S., Kradolfer, M., Maraini, S., Oprsal, I., Schibler, R., Schler, T., Sellami, S., Steimen, S., Wiemer, S., Wössner, J., et Wyss, A., Earthquake in Switzerland and surrounding region during 2001, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 95, 249-261, 2002.
- Deichmann, N., Baer, M., Braunmiller, J., Ballarin Dolfi, D., Bay, F., Bernardi, F., Delouis, B., Fäh, D., Gerstenberger, M., Giardini, D., Huber, S., Kradolfer, M., Maraini, S., Oprsal, I., Schibler, R., Schler, T., Sellami, S., Steimen, S., Wiemer, S., Wössner, J., et Wyss, A., Earthquake in Switzerland and surrounding region during 2001., *Eclogae Geologicae Helveticae*, in press, 2003.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.D., et Burkhard, M., Contrasted tectonics of the Western Alps: A seismotectonic overview., in *EGS-AGU-EGU Joint Assembly*, Nice, 2003.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.D., et Burkhard, M., Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis, *Geophysical Journal International*, 158, 753-774, 2004a.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.D., Burkhard, M., Allanic, C., et Béthoux, N., 2.5D Thin-shell gravitational modeling in the western/central Alps: comparison with seismotectonic synthesis, *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 74-77, 2004b.
- Delacou, B., Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin ; approche sismotectonique et modélisation numérique, Ph.D., Neuchâtel, 2005.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.D., et Burkhard, M., Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational reequilibration constrained by numerical modelling, *Journal of Geological Society of London, DRT03 special publication*, in press.
- Delacou, B., Deichmann, N., Thouvenot, F., Sue, C., Champagnac, J.D., et Burkhard, M., Active faulting in the Chablais area: strike-slip regime contexts in external northwestern Alps, *Eclogae Geologicae Helveticae*, submitted.

- Delvaux, D., Moesys, R., Stapel, G., Melnikov, A., et Ermikov, V., Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baïkal region, Central Asia ; Part 1, Paleozoic and Mesozoicspre-rift evolution. Interplay of extension and compression in basin formation, *Tectonophysics*, 252, 61-101, 1995.
- Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., et Stein, S., Current plate motions, *Geophysical Journal International*, 101, 425-478, 1990.
- Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., et Stein, S., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194, 1994.
- Desmons, J., Aprahamian, J., Compagnoni, R., Cortesogno, L., Frey, M., Gaggero, L., Dallagiovanna, G., Seno, S., et Radelli, L., Alpine metamorphism of the western Alps: middle to high P/T metamorphism., *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen Zürich*, 79, 89-110, 1999.
- Deverchere, J., Extension crustale dans un contexte de convergence de plaques : l'exemple des Andes du Pérou central contraint par des données sismotectoniques., Ph.D. thesis, Orsay, Paris, 1988.
- Deville, E., Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales, Savoie). De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléomarge européenne et de l'océan théthysien : aspects stratigraphique, pétrographiques et tectoniques., Ph.D. thesis, 257 pp., Université de Savoie, Chambéry, 1987.
- Dewey, J.F., et Pitman, W.C., Plate tectonics and the evolution of the Alpine system, *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3137-3180, 1973.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., et Sengor, A.M.C., Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia—a young collision zone., in *Collision Tectonics*, vol. 19, edited by Coward, M.P. et Ries, A.C., pp. 3-36, Geological Society Special Publication, London, 1986.
- Dewey, J.F., Extensional collapse of orogens., *Tectonics*, 7, 1123-1139, 1988.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.W.H., et Knott, S.D., Kinematics of the western Mediterranean., in *Alpine tectonics*, *Geological Society of London Special Publication*, edited by Coward, M., Dietrich, D. et Park, R., pp. 265-283, Blackwell scientific publication, 1989.
- Diamond, L.W., Fluid inclusion evidence for P-V-T-X evolution of hydrothermal solutions in Late-Alpine gold-quartz veins at Brusson, Val d'Ayas, northwest Italian Alps., *American Journal of Science*, 290, 912-958, 1990.
- Dick, P., Tectonic transport directions in the Helvetic-subalpine thrust system of the NW-alpine Arc., unpublished Ph.D thesis, Neuchâtel, 2000.
- Dietrich, D., et Casey, M., A new tectonic model for the Helvetic nappes, in *Alpine Tectonics*, *Geological Society of London Special Publication*, vol. 45, edited by Coward, M., Dietrich, D. et Park, R., Blackwell scientific publication, London, 1989.
- Doblas, M., Late hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia, *Tectonophysics*, 191, 325-334, 1991.
- Dogliani, C., Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings, *Tectonophysics*, 252, 253-267, 1995.
- Dogliani, C., Geuguen, E., Sàbat, F., et Fernandez, M., The Western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen, *Terra Nova*, 9, 109-112, 1997.
- Dubar, M., et Perez, J.-L., Néotectonique quaternaire en bordure de l'arc subalpin de Nice., *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 308, 1989.
- Dumont, T., Champagnac, J.D., Crouzet, C., et Rochat, P., Multistage Alpine shortening in Central Dauphiné (French Western Alps) : implications for pre-Alpine restoration., *Tectonophysics*, in press.
- Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., et Séranne, M., *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, 570 pp., London, 1999.
- Dutour, A., Philip, H., Jaurand, E., et Combes, P., Mise en évidence de déformation en faille invers avec rupture de surface cosismique dans les dépôts colluviaux würmien du versant nord du Mont Ventoux (Provence occidentale, France), *Comptes Rendus Geoscience*, 334, 849-856, 2002.
- Echtler, H., et Malavieille, J., Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central), *Tectonophysics*, 177, 125-138, 1990.
- Eckardt, P., Funk, H., Labhart, T., Fischer, W., et Gubler, E., Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone linie, ? Ellenberger, F., Etude géologique du pays de Vanoise, Ph.D. thesis, 545 pp., University of Paris, Paris, 1958.
- England, P., et Houseman, G., Extension during active convergence, with application to the Tibetan Plateau, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 94, 17561-17579, 1989.
- Escher, A., et Beaumont, C., Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps, *Journal of Structural Geology*, 19, 955-974, 1997.
- Escher, A., Hunziker, J., Masson, H., Sartori, M., et Steck, A., Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps., In: *O.A. Pfiffner, P. Lehner, P.Z. Heitzman, S. Mueller and A. Steck (Eds.), Deep structure of the Swiss Alps - Results from NRP 20. Birkhäuser AG. Basel.*, 205-222, 1997a.
- Escher, A., Hunziker, J.C., Marthaler, M., Masson, H., Sartori, M., et Steck, A., Geological framework and structural evolution of the Western Swiss-Italian Alps, in *Deep structures of the Swiss Alps : results of NRP20*, edited by Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. et Steck, A., pp. 205-222, Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Berlin, 1997b.
- Eva, E., Pastore, S., et Deichmann, N., Evidence for ongoing extensional deformation in the Western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland, *Journal of Geodynamics*, 26, 27-43, 1998.
- Eva, E., et Solarino, S., Variations of stress directions in the western Alpine arc, *Geophysical Journal International*, 135, 438-448, 1998.
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J.P., Funiciello, R., Giardini, D., Mattei, M., et Nalpas, T., The dynamics of back-arc extension:



- an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian sea., *Geophysical Journal International*, 126, 781-795, 1996.
- Ferry, M., Meghraoui, M., Delouis, B., Huggenberger, P., Spottke, I., Giardini, D., et Granet, M., Evidence for Holocene normal faulting in the epicentral area of the 1356 Basel earthquake (Switzerland): New paleoseismic results from trenching and geophysical prospecting, *Abstract for EUG 2001 meeting, Strasbourg*, 2001.
- Fleitout, L., et Froidevaux, C., Tectonics and topography for lithosphere containing density heterogeneities, *Tectonics*, 1, 21-56, 1982.
- Foeken, J.P.T., Dunai, T.J., Bertotti, G., et Andriessen, P.A.M., Late Miocene to present exhumation in the Ligurian Alps (southwest Alps) with evidence for accelerated denudation during the Messinian salinity crisis, *Geology*, 31, 797-800, 2003.
- Ford, M., Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux massif, SE France, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 89, 269-295, 1996.
- Fréchet, J., Sismicité du sud-est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique, Thèse de doctorat d'Etat, Université des Sciences, Technologies et Médecine, Grenoble, 1978.
- Frey, N., Desmons, J., et Neubauer, F., Metamorphic maps of the Alps, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen Zürich*, 79, 1-4, 1999.
- Frisch, W., Tectonics progradation and plate tectonic evolution of the Alps, *Tectonophysics*, 60, 131-139, 1979.
- Frisch, W., Dunkl, I., et Kuhlemann, J., Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps, *Tectonophysics*, 327, 239-265, 2000a.
- Frisch, W., Szekely, B., Kuhlemann, J., et Dunkl, I., Geomorphological evolution of the Eastern Alps in response to Miocene tectonics, *Zeitschrift Für Geomorphologie*, 44, 103-138, 2000b.
- Fry, M., Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps., in *Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication*, vol. 45, edited by Coward, M., Dietrich, D. et Park, R., pp. 83-109, Blackwell scientific publication, 1989.
- Fry, N., Striated faults: visual appreciation of their constraint on possible paleostress tensors, *Journal of Structural Geology*, 21, 7-21, 1999.
- Fudral, S., Deville, E., Nicoud, D., Pognante, U., Guillot, P.L., Jaillard, E., J.E., M., et Toury-Lerouge, A., Carte géologique de la France, feuille Lanslebourg-Mont D'ambin (776), notice explicative, 94 pp., B.R.G.M., Orléans, 1994.
- Ganne, J., Bertrand, J.-M., et Fudral, S., Geometry and kinematics of early Alpine nappes in a Briançonnais basement (Ambin Massif, Western Alps), *Comptes Rendus Geosciences*, 336, 1219-1226, 2004.
- Giamboni, M., Ustaszewski, K., Schmid, S.M., Schumacher, M.E., et Wetzel, A., Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structure in Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France), *International Journal of Earth Sciences*, 93, 207-223, 2004.
- Gidon, M., L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire ?, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 278, 21-24, 1974.
- Goffé, B., et Velde, B., Contrasted metamorphic evolution in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps): a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblage, *Earth and Planetary Science Letters*, 68, 351-360, 1984.
- Goffé, B., et Choppin, C., High pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences., *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen Zürich*, 66, 41-52, 1986.
- Goguel, J., L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales., *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 20-33, 1963.
- Goguel, J., Des failles d'âge Quaternaire à Peisey (Savoie), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 35-39, 1969.
- Gourlay, P., et Ricou, L.E., Le jeu décrochant dextral tardif de la suture de Chamonix (Alpes françaises et suisses), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 296, 927-932, 1983.
- Gourlay, P., La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles-Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 1984.
- Grasemann, B., et Mancktelow, N.S., Two-dimensional thermal modelling of normal faulting : the Simplon Fault Zone, Central Alps, Switzerland, *Tectonophysics*, 225, 155-165, 1993.
- Gratier, J.P., Ménard, G., et Arpin, R., Strain-displacement compatibility and rotation of the Chaînes Subalpine of the western Alps., in *Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication*, vol. 45, edited by Coward, M., Dietrich, D. et Park, R.G., pp. 65-81, Blackwell scientific publication, 1989.
- Grosjean, G., Sue, C., et Burkhard, M., Late Neogene brittle extension in the vicinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland., *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97, 33-46, 2004.
- Gubler, E., Kahle, H.G., Klingele, E., Mueller, S., et Olivier, R., Recent Crustal Movements in Switzerland and Their Geophysical Interpretation, *Tectonophysics*, 71, 125-152, 1981.
- Gudmundsson, G.H., An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland by the Würm Alpine deglaciation, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 87, 545-557, 1994.
- Gueguen, E., Doglioni, C., et Fernandez, M., On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Tectonophysics*, 298, 259-269, 1998.
- Guéguen, Y., et Palciauskas, V., *Introduction à la physique des roches*, 299 pp., Hermann, Paris, 1992.
- Harrison, T.M., Copeland, P., Kidd, W.S.F., et Yin, A., Raising Tibet, *Science*, 255, 1663-1670, 1992.
- Hassani, R., Modélisation numérique de la déformation des systèmes géologiques, Ph.D. thesis, Université Montpellier 2, 1994.
- Hassani, R., Jongmans, D., et Chéry, J., Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 102, 17951-17965, 1997.

- Herren, E., Zanskar shear zone; northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, 15, 409-413, 1987.
- Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O., et Angelier, J., Structural inheritance and Cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics*, 357, 137-158, 2002.
- Hovius, N., Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts, *Basin Research*, 8, 29-44, 1996.
- Hu, J.C., et Angelier, J., Stress permutations: Three dimensional distinct element analysis account for a common phenomenon in brittle tectonics, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 109, 2004.
- Hubbard, M., et Mancktelow, N.S., Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps, *Geology*, 20, 943-946, 1992.
- Hunziker, J., Desmons, J., et Hurford, A.J., Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps., *Mémoire de Géologie, Lausanne.*, 13, 1992.
- Hurford, A.J., Hunziker, J.C., et Stockert, B., Constraints on the late thermotectonic evolution of the western Alps: evidence for episodic rapid uplift., *Tectonics*, 10, 758-769, 1991.
- Ivy-Ochs, S., Schäfer, J., Kubik, P.W., Synal, H.A., et Schlüchter, C., Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland), *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 47-55, 2004.
- Jeanbourquin, P., et Burri, M., Les métasédiments du Pennique inférieur dans la région de Brigue-Simplon. Lithostratigraphie, structure et contexte géodynamique dans le bassin Valaisan., *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84, 463-481, 1991.
- Jolivet, L., *La déformation des continents. Exemples régionaux.*, 224 pp., Ed. Hermann, Paris, 1995.
- Jolivet, L., Goffe, B., Bousquet, R., Oberhansli, R., et Michard, A., Detachments in high-pressure mountain belts, Tethyan examples, *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 31-47, 1998.
- Jolivet, L., et Faccenna, C., Mediterranean extension and the Africa-eurasia collision, *Tectonics*, 19, 1095-1106, 2000.
- Jones, C.H., Wernicke, B.P., Farmer, G.L., Walker, J.D., Coleman, D.S., McKenna, L.W., et Perry, F.V., Variations across and along a major continental rift: An interdisciplinary study of the Basin and Range Province, western USA, *Tectonophysics*, 213, 57-96, 1992.
- Kahle, H.G., Geiger, A., Buerki, B., Gubler, E., Marti, U., Wirth, B., Rothacher, M., Gurtner, W., Beutler, G., Bauersima, I., et Pfiffner, O.A., Recent crustal movements, geoid and density distribution; contribution from integrated satellite and terrestrial measurements, in *Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps*, edited by Steck, A., pp. 251-259, Birkhäuser Verlag, Basel, 1997a.
- Kahle, H.G., Geiger, A., Buerki, B., Gubler, E., Marti, U., Wirth, B., Rothacher, M., Gurtner, W., Beutler, G., Bauersima, I., et Pfiffner, O.A., Recent crustal movements, geoid and density distribution; contribution from integrated satellite and terrestrial measurements., in *Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps.*, edited by Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzman, P., Mueller, S. et Steck, A., pp. 251-259, Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Berlin, 1997b.
- Kastens, K., et Mascles, J., The geological evolution of the Tyrrhenian sea: an introduction to scientific results of ODP leg 107, *Proceedings of ODP scientific results*, 107, 3-26, 1990.
- Kastrup, U., Seismotectonics and stress-field variations in Switzerland, Ph.D. thesis, ETH, Zürich, 2002.
- Kastrup, U., Zoback, M.L., Deichmann, N., Evans, K., et Giardini, D., Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 109, 2004.
- Kastrup, U., Zoback, M.L., Deichmann, N., Evans, K., et Giardini, D., Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, in press.
- Kelly, M.A., Buoncristiani, J.F., et Schlüchter, C., LGM ice-surface reconstruction, western Swiss Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 57-77, 2004.
- Klemann, V., et Wolf, D., Modelling of stresses in the Fennoscandian lithosphere induced by Pleistocene glaciations, *Tectonophysics*, 294, 291-303, 1998.
- Kong, X., et Bird, P., SHELLS: A thin-shell program for modeling neotectonics of regional or global lithosphere with faults, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 100, 22129-22131, 1995.
- Kreemer, C., et Holt, W.E., A no-net-rotation model of present day surface motion, *Geophysical Research Letters*, 28, 4407-4410, 2001.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Dunkl, I., Szekely, B., et Spiegel, C., Miocene shifts of the drainage divide in the Alps and their foreland basin, *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 45, 239-265, 2001.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Szekely, B., Dunkl, I., et Kazmer, M., Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control., *International Journal of Earth Sciences*, 91, 818-837, 2002.
- Kuhlemann, J., et Kempf, O., Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics, *Sedimentary Geology*, 152, 45-78, 2002.
- Kühni, A., et Pfiffner, A., The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure : topographic analysis from a 250-m DEM, *Geomorphology*, 41, 285-307, 2001.
- Lacassin, R., Tapponnier, P., Meyer, B., et Armijo, R., Was the Trévaresse thrust the source of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake ? Historical and geomorphic evidence, *Earth and Planetary Sciences Letters*, 333, 571-581, 2001.
- Laubscher, H., The arc of the Western Alps today, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84, 631-659, 1991.
- Laubscher, H., Shallow and deep rotation in the Miocene Alps, *Tectonics*, 15, 1022-1035, 1996.
- Lazarre, J., Tricart, P., et Villemain, T., L'extension cassante tardi-orogénique dans les schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales, France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and*

- Planetary Science*, 319, 1415-1421, 1994.
- Le Pichon, X., Bergerat, F., et Roulet, M.J., Plate kinematics and tectonics leading to the alpine belt formation; a new analysis., *Geological Society of America Bulletin*, 218, 111-131, 1988.
- Le Pichon, X., et Chamot-Rooke, N., Extension of continental crust, in *Controversies in modern geology*, edited by Ltd., A.p., pp. 313-338, 1991.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S.L., Noomen, R., et Veis, G., Geodetic determination of the kinematics of the Central Greece with respect to the Europe: implication for the eastern Mediterranean tectonics, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 100, 12675-12690, 1994.
- Le Pichon, X., Henry, P., et Goffe, B., Uplift of Tibet: from eclogites to granulites - implications for the Andean Plateau and the Variscan belt, *Tectonophysics*, 273, 57-76, 1997.
- Lemoine, M., Gidon, M., et Barf  t  , J.C., Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien., *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 309, 1711-1716, 1981.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, A., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Mégard-Galli, J., et Tricart, P., The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps, *Marine and Petroleum Geology*, 3, 179-199, 1986.
- Lemoine, M., et Tricart, P., From oceanic closure to continental collision; a synthesis of the «schistes lustrés» metamorphic complex of the Western Alps: Alternative interpretation, *Geological Society of America Bulletin*, 105, 845-847, 1993.
- Lemoine, M., Graciansky, P.-C., et Tricart, P., *De l'oc  an à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes*, Gordon and Breach Science Publishers, 2000.
- Lickorish, W.H., Ford, M., B  rgisser, J., et Cobbold, P.R., Arcuate thrust systems in sandbox experiments: A comparison to the external arcs of the Western Alps, *Geological Society of America Bulletin*, 114, 1089-1107, 2002.
- Linzer, H.G., Decker, K., Peresson, H., Mour, R.D., et Frisch, W., Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps., *Tectonophysics*, 354, 211-237, 2002.
- Lippitsch, R., Lithosphere and Upper Mantle P-Wave Velocity Structure Beneath the Alps by High-Resolution Teleseismic Tomography, Ph.D. thesis, 137 pp., Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, 2002.
- Lippitsch, R., Kissling, E., et Ansorge, J., Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 108, doi:10.1029/2002JB002016, 2003.
- Lister, G.S., et Davis, G.A., The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA., *Journal of Structural Geology*, 11, 65-94, 1989.
- Malavielle, J., Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern basin and range, *Journal of Structural Geology*, 9, 541-554, 1987.
- Malusa, M.G., Post-metamorphic evolution of the western Alps: kinematics constraints from a multidisciplinary approach (geological mapping, mesostructural analysis, fission-track dating, fluid inclusion analysis), Ph.D. thesis, 319 pp., Torino, 2004.
- Mancel, P., et Merle, O., Kinematics of the northern part of the Simplon line (central Alps). *Tectonophysics*, 135, 265-275, 1987.
- Mancktelow, N.S., The Simplon line : a major displacement zone in the western Lepontine Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 78, 73-96, 1985.
- Mancktelow, N.S., The Simplon fault zone, *Breit. Geol. Karte Schweiz (NF)*, 163, 74 pp., 1990.
- Mancktelow, N.S., Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps : Evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland), *Tectonophysics*, 215, 295-317, 1992.
- Marchant, R.H., et Stampfli, G.M., Crustal and lithospheric structure of the Western Alps: geodynamic significance, in *Deep structures of the Swiss Alps : results of NRP20*, edited by Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. et Steck, A., Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Berlin, 1997.
- Marrett, R., et Peacock, D.C.P., Strain and stress, *Journal of Structural Geology*, 21, 1057-1063, 1999.
- Marthaler, M., *Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre plan  te.*, Lausanne, 2001.
- Martinod, J., Jouanne, F., Taverna, J., Ménard, G., Gamond, J.F., Darmendrail, X., Notter, J.C., et Basile, C., Present-day deformation of the Dauphine (SE France) Alpine and Subalpine massifs, *Geophysical Journal International*, 127, 189-200, 1996.
- Martinod, J., Roux, L., Gamond, J.F., et Glot, J.P., Present-day deformation of the Belledonne Massif (External Alps, France): comparison triangulation-GPS, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 713-721, 2001.
- Massironi, M., Baggio, P., Dal Piaz, G.V., et Loizzo, R., Brittle tectonics in Northwestern Alps : remote sensing applications., in *Cecchi, G., Engman E.T., Zilioli, E. (eds.), Earth Surface Remote Sensing. EUROPTO Series.*, vol. 3322, pp. 329-339, 1997.
- Massironi, M., Fault network reconstruction by satellite remote-sensing investigation, in *4th workshop on Alpine geological studies*, vol. 52, edited by Szekely, B., Dunkl, I., K  hlemann, J. et Frisch, W., pp. 20-21, Tübingen, 1999.
- Mauffret, A., Rehault, J.P., Genesseeux, M., Bellaiche, G., Labarbarie, M., et Lefebvre, D., Western Mediterranean basin evolution: from distensive to a compressive regime, in *C.N.R. International conference on Sedimentary Basins of Mediterranean Margins.*, edited by Wezel, F.C., C.N.R. Italian Project of Oceanography, Urbino University, 1980.
- Maurer, H., Seismotectonics and upper crustal structure in the Western Swiss Alps., Ph.D. thesis, 159 pp., ETH Zürich, 1993.
- Maurer, H., et Deichmann, N., Microearthquake cluster detection based on waveform similarities, with an application to the western Swiss Alps, *Geophysical Journal International*, 123, 588-600, 1995.
- Maurer, H., Burkhard, M., Deichmann, N., et Green, G., Active tectonism in the central Alps: Contrasting stress regimes



- north and south of the Rhone Valley, *Terra Nova*, 9, 91-94, 1997.
- McDonald, B.C., et Shilts, W.W., Interpretation of faults in glaciofluvial sediments, in *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, edited by Jopling, A.V. et McDonald, B.C., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1975.
- Meghraoui, M., Failles actives et trace des séismes en surface : l'approche paléosismologique, *Earth and Planetary Sciences Letters*, 333, 495-511, 2001.
- Meghraoui, M., Delouis, B., Ferry, M., Giardini, D., Huggenberger, P., Spotke, I., et Granet, M., Active normal faulting in the Upper Rhine Graben and paleoseismic identification of the 1356 Basel earthquake, *Science*, 293, 2070-2073, 2001.
- Ménard, G., Structure et cinématique d'une chaîne de collision: Les Alpes occidentales et centrales, Thèse de Doctorat d'état, 278 pp., Université Joseph Fourier, Grenoble, 1988.
- Ménard, G., et Molnar, P., Collapse of the Hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European Basin and Range Province., *Nature*, 334, 235-237, 1988.
- Ménard, G., Molnar, P., et Platt, J.P., Budget of crustal shortening of subduction of continental crust in the Alps., *Tectonics*, 10, 231-244, 1991.
- Meyre, C., Marquer, D., Schmid, S.M., et Ciancaleoni, L., Syn-orogenic extension along the Forcola fault: Correlation of Alpine deformations in the Tambo and Adula nappes (Eastern Penninic Alps), *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 91, 409-420, 1998.
- Michard, A., Chopin, C., et Henry, C., Compression versus extension in the exhumation of the Dora-Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy., *Tectonophysics*, 221, 173-183, 1993.
- Miliareisis, G., et Iliopoulou, P., Clustering of Zagros Ranges from the Globe DEM representation, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 5, 17-28, 2004.
- Molnar, P., et Tapponnier, P., Cenozoic tectonics of Asia: Effect of a continental collision, *Science*, 189, 419-425, 1975.
- Molnar, P., et Tapponnier, P., Active tectonics of Tibet, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 83, 5361-5375, 1978.
- Molnar, P., Burchfield, B.C., K'uangyi, L., et Ziyun, Z., Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and qualitative estimates of its contribution to the convergence of India and Eurasia, *Geology*, 15, 249-253, 1987.
- Molnar, P., et Lyon-Caen, H., Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts, *Geological Society of America Bulletin*, 218, 179-207, 1988.
- Molnar, P., et Lyon-Caen, H., Fault plane solution of earthquake and active tectonics of the Tibetan plateau and its margins., *Geophysical Journal International*, 99, 123-153, 1989.
- Molnar, P., et England, P., Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg ?, *Nature*, 346, 29-34, 1990.
- Molnar, P., A review of seismicity, recent faulting and active deformation of the Tibetan Plateau, *Journal of Himalayan Geology*, 3, 43-78, 1992.
- Molnar, P., Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How might climate change have affected erosion rates?, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 67-89, 2004.
- Montgomery, D.R., et Brandon, M.T., Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges, *Earth and Planetary Science Letters*, 201, 481-489, 2002.
- Morris, P.H., et Williams, P.F., Exponential longitudinal profiles of streams, *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 143-163, 1997.
- Mosar, J., Stampfli, G.M., et Girod, F., Western Prealpes Medianes Romandes: Timing and structure. A review, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89, 389-425, 1996.
- Mosar, J., Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and decollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland, *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 143-155, 1999.
- Musumeci, G., Ribolini, A., et Spagnolo, M., The effects of late Alpine tectonics in the morphology of the Argentera Massif (Western Alps, Italy-France), *Quaternary International*, 101-102, 191-201, 2003.
- Nicolas, A., Hirn, A., Nicolich, R., Polino, R., et Group, E.-C.W., Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse, *Geology*, 18, 587-590, 1990.
- Nievergelt, P., Liniger, M., Froitzheim, N., et Maehlmann, R.F., Early to mid Tertiary crustal extension in the Central Alps; the Turba mylonite zone (eastern Switzerland). *Tectonics*, 15, 329-340, 1996.
- Nocquet, J.M., Calais, E., Altamimi, Z., Sillard, P., et Boucher, C., Intraplate deformation in western Europe deduced from analysis of the International Terrestrial Reference Frame 1997 (ITRF97) velocity field, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 106, 11239-11257, 2001.
- Nocquet, J.M., et Calais, E., Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe, *Pure and Applied Geophysics*, 161, 661-681, 2004.
- Nocquet, J.-M., Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale, Ph.D. thesis, 307 pp., Université de Nice, 2002.
- Oldow, J.S., Ferranti, L., Lewis, D.S., Campbell, J.K., D'Argenio, B., Catalano, R., Pappone, G., Carmignani, L., Conti, P., et Aiken, C.L.V., Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen., *Geology*, 30, 779-782, 2002.
- Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Béthoux, N., et Fréchet, J., A three-dimensional crustal structure velocity model of the south-western Alps from local earthquake tomography, *Journal of Geophysical Research B:*

- Solid Earth*, 106, 19367-19389, 2001.
- Pavoni, N., Faltung durch horizontal verschiebung, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 54, 515-534, 1961.
- Pavoni, N., Comparison of focal mechanisms of earthquakes and faulting in the Helvetic zone of the Central Valais, Swiss Alps, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 73, 551-558, 1980.
- Pavoni, N., Regularities in the pattern of major fault zones of the earth and the origin of arcs. In : Wezel, F.C. ed. - Origin of Arcs, *Elsevier, Amsterdam*, 63-78, 1986.
- Pavoni, N., Bipolarity in structure and dynamics of the Earth's mantle., *Eclogae Geologicae Helveticae*, 84, 327-343, 1991.
- Pavoni, N., Maurer, H.R., Roth, P., et Deichmann, N., Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps., in *Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps.*, edited by Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzman, P., Mueller, S. et Steck, A., pp. 241-250, Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Berlin, 1997.
- Peresson, H., et Decker, K., The Tertiary dynamics of the northern eastern alps (Austria): Changing palaeostresses in a collisional plate boundary, *Tectonophysics*, 272, 125-157, 1997.
- Persaud, M., et Pfiffner, O.A., Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift, *Tectonophysics*, 385, 59-84, 2004.
- Pfiffner, O.A., Ellis, S., et Beaumont, C., Collision tectonics in the Swiss Alps: Insight from geodynamic modeling, *Tectonics*, 19, 1065-1094, 2000.
- Philippot, P., Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian western Alps, *Tectonics*, 9, 1143-1165, 1990.
- Platt, J.P., et Lister, G.S., Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps, *Journal of Structural Geology*, 7, 145-160, 1985a.
- Platt, J.P., et Lister, G.S., Structural history of high-pressure metamorphic rock sin the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to alpine tectonic events, *Journal of Structural Geology*, 7, 19-35, 1985b.
- Platt, J.P., et Vissers, R.L.M., Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and the Gibraltar arc, *Geology*, 17, 540-543, 1989.
- Pognante, U., Petrological constraints on the eclogite and blueschist facies metamorphism and P-T-t paths in the Western Alps., *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 5-17, 1991.
- Pollard, D.D., Saltzer, S.D., et Rubin, A.M., stress inversion: are they based on faulty assumptions ?, *Journal of Structural Geology*, 15, 1045-1054, 1993.
- Ramsay, J.G., Fold and fault geometry in the western Helvethic nappes of Switzerland and France and it simplification for the evolution of the arc of the western Alps, in *Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication*, vol. 45, edited by Coward, M., Dietrich, D. et Park, R.G., pp. 33-45, Blackwell scientific publication, London, 1989.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., Schmid, S.M., et Neugebauer, J., Extension in compressional orogenic belts : The eastern Alps, *Geology*, 17, 404-407, 1989.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., et Schmid, S., Extension in compressional orogenic belts; the Eastern Alps; reply., *Geology*, 18, 673-674, 1990.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.-G., et Merle, O., Lateral extrusion in the Eastern Alps; part 2: structural analysis, *Tectonics*, 10, 257-271, 1991a.
- Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P., et Cobbold, P.R., Lateral extrusion in the Eastern Alps; Part 1, Boundary conditions and experiments scaled for gravity., *Tectonics*, 10, 245-256, 1991b.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O., et Teyssier, C., Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes, *Tectonophysics*, 342, 435-449, 2001.
- Ricou, L.E., et Siddans, A.W.B., Collision tectonics in the western Alps, in *Collision tectonics*, vol. 19, edited by Coward, M.P. et a.C., R., pp. 229-244, Geological Society Special Publication, London, 1986.
- Ritz, J.-F., Champ de contrainte dans les Alpes du Sud depuis 25 millions d'années. Implications géodynamiques et sismotectoniques, Ph.D. thesis, 187 pp., Montpellier, 1991.
- Ritz, J.-F., et Taboada, A., Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164, 519-531, 1993.
- Robin, P.-Y.F., et Jowett, E.C., Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting funtions., *Tectonophysics*, 121, 207-233, 1986.
- Rolland, Y., Lardeaux, J.M., Guillot, S., et Nicollet, C., Syn-convergence extension, vertical pinching and contrasted metamorphic units on the western edge of the Gran Paradise massif (French-Italian Alps), *Geodinamica Acta*, 13, 133-148, 2000.
- Rollet, N., Deverchere, J., Beslier, M.O., Guennoc, P., Rehault, J.P., Sosson, M., et Truffert, C., Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean., *Tectonics*, 21, 218-243, 2002.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., et Duboz, C., Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediteranean since the Oligocene, *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107-130, 2002.
- Rosenbaum, G., et Lister, G.S., Formation of arcuate orogenic belts in the western Mediteranean region, *Geological Society of America Bulletin*, 383, 41-56, 2004a.
- Rosenbaum, G., et Lister, G.S., The evolution of the Tyrrhenian Sea and the Appennines-Maghrebide belt: insight from detailed spatio-temporal analysis, *Tectonics*, 23, 2004b.
- Rothé, J.P., Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales, *Annales de l'Institut de Physique du Globe, Strasbourg*, 3, 1-105, 1941.
- Roure, F., Bergerat, F., Damotte, B., Mugnier, J.-L., et Polino, R., The ECORS-CROP Alpine Seismic Traverse, *Mémoire de la société Géologique de France*, 170, 1996.
- Sabil, N., La datation par traces de fission: aspect méthodologique et applications thermochronologique en contexte alpin et

- de marge continentale., Ph.D. thesis, 238 pp., Grenoble, 1995.
- Sartori, M., Une carte des décrochements dans la vallée du Rhône., in N. Mancktelow (eds), *Schweizer TektonikerTreffen. Lecture Abstracts, Zürich.*, 1993.
- Sassi, W., et Carey-Gailhardis, E., Interprétation mécanique du glissement sur les failles: introduction d'un critère de frottement., *Annales Tectonicae*, 1, 139-154, 1987.
- Sauro, U., et Zampieri, D., Evidence of recent surface faulting and surface rupture in the Fore-Alps of Veneto and Trentino (NE Italy), *Geomorphology*, 40, 169-184, 2001.
- Schaer, J.-P., et Jeanrichard, F., Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 67, 101-119, 1974.
- Schlunegger, F., Detzner, K., et Olsson, D., The evolution toward steady-state erosion in a soil-mantled drainage basin: semi-quantitative data from a transient landscape in the Swiss Alps, *Geomorphology*, 43, 55-76, 2002.
- Schlunegger, F., et Hinderer, M., Pleistocene/Holocene climate change, re-establishment of fluvial drainage network and increase in relief in the Swiss Alps, *Terra Nova*, 15, 88-95, 2003.
- Schmid, S., Zingg, A., et Handy, M., The kinematics of movement along the Insubric Line and emplacement of the Ivrea Zone, *Tectonophysics*, 135, 47-66, 1987.
- Schmid, S., Fügenschuh, B., Kissling, E., et Schuster, R., Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 93-117, 2004.
- Schmid, S.M., et Kissling, E., The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure, *Tectonics*, 19, 62-85, 2000.
- Scholtz, C.H., *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge university press, 1990.
- Scholtz, C.H., Earthquakes and friction laws, *Nature*, 391, 37-42, 1998.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Paul, A., Cattaneo, G., Tricart, P., Guillot, S., Lagabriele, Y., et Poupeau, G., Syn-convergence extension, mantle indentation, and exhumation of high-pressure rocks : insight from the western Alps, in *EUG 10*, Stasbourg, 1999.
- Schwartz, S., La zone piémontaise des Alpes occidentales: un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux, Ph.D. thesis, BRGM Ed. doc. n°302, 341 pp., Université Claude Bernard, Lyon 1, 2002.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Poupeau, G., Tricart, P., et Labrin, E., New apatite and zircon fission-tracks data in the Piemontese zone of Western Alps: tectonic consequences, *Tectonophysics*, in press, 2004.
- Sébrier, M., Mercier, J.L., Mégard, F., Laubacher, G., et Carey-Gailhardis, E., Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in Central Andes of South Peru, *Tectonics*, 4, 739-780, 1985.
- Seghedi, I., Balintoni, I., et Szakacs, A., Interplay of tectonics and neogene post-collisional magmatism in the Intracarpathian region, *Lithos*, 45, 483-497, 1998.
- Selverstone, S.M., Evidences for East-West crustal extension in the eastern Alps : implication for the unroofing history of the Tauern window., *Tectonics*, 7, 87-105, 1988.
- Semeniuk, T.A., A new descriptive methodology and study of polymineralic fault rocks from reactivated shear zone of the Ivrea Zone, Northern Italy, Ph.D. thesis, ETH, Zürich, 2004.
- Seward, D., et Mancktelow, N.S., Neogene kinematics of the central and western Alps : Evidence from fission-track dating, *Geology*, 22, 803-806, 1994.
- Seyferth, M., et Henk, A., Syn-convergent exhumation and lateral extrusion in continental collision zones - insights from three-dimensional numerical models, *Tectonophysics*, 382, 1-29, 2004.
- Shan, Y., Li, Z., et Lin, G., A stress inversion procedure for automatic recognition of polyphase fault/slip data sets, *Journal of Structural Geology*, 26, 919-925, 2004.
- Sibson, R.H., Thickness of the Seismic Slip Zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 1169-1178, 2003.
- Smith, W.H.F., et Wessel, P., Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, 55, 293-305, 1990.
- Sommaruga, A., Decollement tectonics in the Jura foreland fold-and-thrust belt, *Marine and Petroleum Geology*, 16, 111-134, 1999.
- Soom, M.A., Abkühlungs und Hebungsgeschichte der Extern Massive und der Penninischen Decken beidseits des Simplon-Rhône-Linie seit dem Oligozän : Spaltspurdaterungen an Apatit/Zircon und K-Ar Datierungen an Biotit/Muscovit (Westliche Zentralalpen). Ph.D. thesis, 120 pp., Berne, 1990.
- Spakman, W., et Wortel, R., A tomographic view on the Western Mediterranean geodynamics, in *The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to mantle*, edited by Cavazza W., R.F., Spakman W., Stampfli G.M., Ziegler P.A., pp. 31-52, Springer, Berlin Heidelberg, 2004.
- Spalla, M.I., Lardeaux, J.M., Dal Piaz, G.V., Gosso, G., et Messiga, B., Tectonic significance of Alpine Eclogites, *Journal of Geodynamics*, 21, 257-285, 1996.
- Spang, J.H., Numerical Method for Dynamic Analysis of Calcite Twin Lamellae, *Geological Society of America Bulletin*, 83, 467- 472, 1972.
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., et Mattei, M., Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence, *Tectonophysics*, 347, 231-251, 2002.
- Sperner, B., Ott, R., et Ratschbacher, L., Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation., *Computers & Geosciences*, 19, 1361-1388, 1993.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T., et Borel, G., Subduction and obduction processes in the Swiss Alps, *Tectonophysics*, 296, 159-204, 1998.
- Stampfli, G.M., Borel, G., Marchant, R., et Mosar, J., Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstruction.,



- Journal of the Virtual Explorer*, <http://virtualexplorer.earth.monash.edu.au/VEjournal/2002/Rosenbaum/Stampfli/>, 2002.
- Steck, A., Structure de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 77, 55-100, 1984.
- Steck, A., et Hunziker, J., The tertiary structure and thermal evolution of the central Alps - compressional and extensional structures in an orogenic belt., *Tectonophysics*, 238, 229-254, 1994.
- Steck, A., Epard, J.L., Escher, A., Marchant, R., et Masson, F., Geological interpretation of the seismic profiles through western Switzerland : Rawil (W1), Val d'Annivier (W2), Mattertal (W3), Zmutt-Zermatt-Findelen (W4), and Val de Bagnes (W5). in *Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps.*, edited by Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzman, P., Mueller, S. et Steck, A., Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Berlin, 1997.
- Steck, A., Bigioggero, B., Dal Piaz, G.V., Escher, A., Martinotti, G., et Masson, H., Carte géologique des Alpes de Suisse occidentale, 1/100000., *Carte géologique spéciale N° 123.*, Service Hydrologique et Géologique National, Berne, 2000.
- Steck, A., Epard, J.L., Escher, A., Gouffon, Y., et Masson, H., Carte géologique des Alpes de Suisse occidentale, 1/100000, notice explicative., in *Carte géologique spéciale N° 123.*, Office féd. Eaux Géologie (Berne), 2001.
- Sue, C., Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes-Approche structurale et sismologique, Ph.D. thesis, 299 pp., Université Joseph Fourier, Grenoble, 1998.
- Sue, C., Thouvenot, F., Frechet, J., et Tricart, P., Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 104, 25611-25622, 1999.
- Sue, C., et Tricart, P., Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92, 171-181, 1999.
- Sue, C., Martinod, J., Tricart, P., Thouvenot, F., Gamond, J.F., Frechet, J., Marinier, D., Glot, J.P., et Grasso, J.R., Active deformation in the inner western Alps inferred from comparison between 1972-classical and 1996-GPS geodetic surveys, *Tectonophysics*, 320, 17-29, 2000.
- Sue, C., Grasso, J.R., Lahaie, F., et Amitrano, D., Mechanical behavior of western Alpine structures inferred from statistical analysis of seismicity, *Geophysical Research Letters*, 29, 65-69, 2002.
- Sue, C., et Tricart, P., Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constrain on arc dynamic, *Journal of Geological Society of London*, 159, 61-70, 2002b.
- Sue, C., et Tricart, P., Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics, *Tectonics*, 22, 2003.
- Sue, C., Delacou, B., Burkhard, M., Champagnac, J.D., et Allanic, C., Seismic strain of the Western Alps, *Terra Nova*, submitted.
- Tapponnier, P., Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : Poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 437-460, 1977.
- Tapponnier, P., Zhiqin, X., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G., et Jingsui, Y., Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau, *Science*, 294, 1671-1677, 2001.
- Thatcher, W., Foulger, G.R., Julian, B.R., Svarc, J., Quilty, E., et Bawden, G.W., Present-day deformation across the Basin and Range Province, Western United States, *Science*, 283, 1714-1718, 1999.
- Thomas, J.C., Claudel, M.E., Collombet, M., Tricart, P., Chauvin, A., et Dumont, T., First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps., *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 561-574, 1999a.
- Thomas, J.C., Claudel, M.E., Collombet, M., Tricart, P., Chauvin, A., et Dumont, T., First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps, *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 561-574, 1999b.
- Thouvenot, F., Frechet, J., Tapponnier, P., Thomas, J.C., Le Brun, B., Menard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J.R., Coutant, O., Paul, A., et Hatzfeld, D., The M-L 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache Fault, *Geophysical Journal International*, 135, 876-892, 1998.
- Thouvenot, F., Frechet, J., Jenatton, L., et Gamond, J.F., The Belledonne Border Fault: Identification of active seismic strike-slip fault in the western Alps, *Geophysical Journal International*, 155, 174-192, 2003.
- Tricart, P., Tectonique superposée dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision, Ph.D. thesis, 407 pp., Strasbourg, 1980.
- Tricart, P., From passive margin to continental collision: A tectonic scenario for the western Alps, *American Journal of Science*, 284, 97-120, 1984.
- Tricart, P., Torrelli, L., Argnani, A., Rekhiss, F., et Zitellini, N., Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain of northern tunisia (Central Mediterranean), *Tectonophysics*, 238, 317-329, 1994.
- Tricart, P., Bouillin, J.P., Dick, P., Moutier, L., et Xing, C.Q., The high Durance fault-zone and the extensional reactivation of the Briançonnais front thrust, to the SE of the Pelvoux Massif (western Alps), *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 323, 251-257, 1996.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G., et Lardeaux, J.-M., La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes Occidentales): une dynamique miocène à actuelle., *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 49-58, 2001.
- Tricart, P., Amaudric du Chaffaut, S., Ayoub, C., Ballèvre, M., Caby, R., Gout, C., Lagabrielle, Y., Leblanc, D., Le Mer, O.P.P., et Saby, P., Carte géologique de la France, feuille 848 Aiguille-Col Saint Martin., Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 2004a.
- Tricart, P., Lardeaux, J.M., Schwartz, S., et Sue, C., Neogene to current extension in the Internal Western Alps: the overall

- situation along the Pelvoux-Viso transect, *Tectonophysics*, *in press*, 2004b.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., et Lardeaux, J.-M., Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alps), *Journal of Structural Geology*, *In Press*, *Corrected Proof*, 2004c.
- Trumpy, R., Palaeotectonic evolution of the central and western Alps, *Geological Society of America Bulletin*, 71, 843-908, 1960.
- Turcotte, D.L., et Schubert, G., *Geodynamic*, 456 pp., Cambridge University Press, 2002.
- Twiss, R.J., et Unruh, J.R., Analysis of fault slip inversion: Do they constrain stress or strain rate?, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 103, 12205-12222, 1998.
- van der Beek, P.A., et Braun, J., Controls on Post-mid-Cretaceous landscape evolution in the Southeastern Highlands of Australia : Insights from numerical surface process models, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 104, 4945-4966, 1999.
- van der Meulen, M.J., Kouwenhoven, T.J., van der Zwaan, G.J., Meulenkamp, J.E., et Wortel, M.J.R., Late Miocene uplift in the Romagnan Apennines and the detachment of subducted lithosphere, *Tectonophysics*, 315, 319-335, 1999.
- Vialon, P., Rochette, P., et Ménard, G., Indentation and rotation in the Alpine arc., in *Alpine tectonics*, *Geological Society of London Special Publication*, vol. 45, edited by Coward, M., Dietrich, D. et Park, R., pp. 329-338, Blackwell scientific publication, 1989.
- Vigliotti, L., et Langenheim, V.E., When did the Sardinia stop rotating ? New paleomagnetic results, *Terra Nova*, 7, 424-435, 1995.
- Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J.P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K.L., Ferhat, G., Flouzat, M., Gamond, J.F., Geiger, A., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Menard, G., Meyer, B., Ruegg, J.C., Scheubel, J.M., Scotti, O., et Vidal, G., GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five- year period: 1993-1998, *Journal of Geodesy*, 76, 63-76, 2002.
- Villemin, T., et Charlesworth, H., Stress, an interactive computer programm to determine paleostress axes using data from striated faults., 1992.
- Virlouvet, B., Tricart, P., et Villemin, T., Blocs basculés tardialpins dans les nappes briançonnaises de Haute-Durance (Alpes occidentales, France) et évolution néotectonique des zones alpines internes, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 322, 475-481, 1996.
- von Blanckenburg, F., et Davies, J.H., Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps, *Tectonics*, 14, 120-131, 1995.
- Von Raumer, J., Abrecht, J., Bussy, F., Lombardo, B., Menot, R.P., et Schaltegger, U., The Palaeozoic metamorphic evolution of the Alpine External Massifs, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen Zürich*, 79, 5-22, 1999.
- Wallace, R.E., Geometry of shearing stress and relation to faulting, *Journal of Geology*, 59, 118-130, 1951.
- Wawrzyniec, T.F., Selverstone, J., et Axen, G.J., Style of footwall uplift along the Simplon and Brenner normal fault system, central and Eastern Alps., *Tectonics*, 20, 748-770, 2001.
- Wernicke, B., et Burchfield, B.C., Modes of extensional tectonics., *Journal of Structural Geology*, 4, 105-115, 1982.
- Wilschko, D.V., et Eastman, D.B., Role of basement wraps and faults in localising thrust fault ramps, *Geological Society of America Bulletin*, 158, 177-190, 1983.
- Wu, P., Johnston, P., et Lambeck, K., Postglacial rebound and fault instability in Fennoscandia, *Geophysical Journal International*, 139, 657-670, 1999.
- Wust, G., et Silverberg, D., Northern Combin zone complex-Dent Blanche nappe contact : extension within the convergent Alpine belt., *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen Zürich*, 69, 251-259, 1989.
- Wyder, R.F., et Mullis, J., Fluid impregnation and development of fault breccias in the Tavetsch basement rocks (Sedrun, Central Swiss Alps), *Tectonophysics*, 294, 89-107, 1998.
- Yamaji, A., The multiple inverse method : a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data., *Journal of Structural Geology*, 22, 441-452, 2000.
- Yamaji, A., Are the solutions of stress inversion correct ? Visualization of their reliability and the separation of stresses from heterogeneous fault-slip data., *Journal of Structural Geology*, 25, 241-252, 2003.
- Zwingmann, H., et Mancktelow, N., Timing of Alpine fault gouges, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 415-425, 2004.

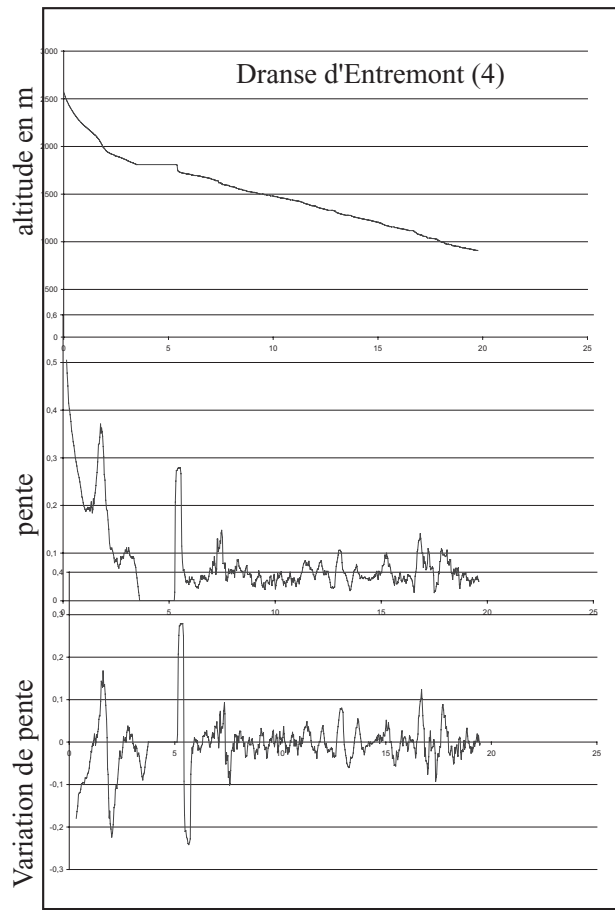
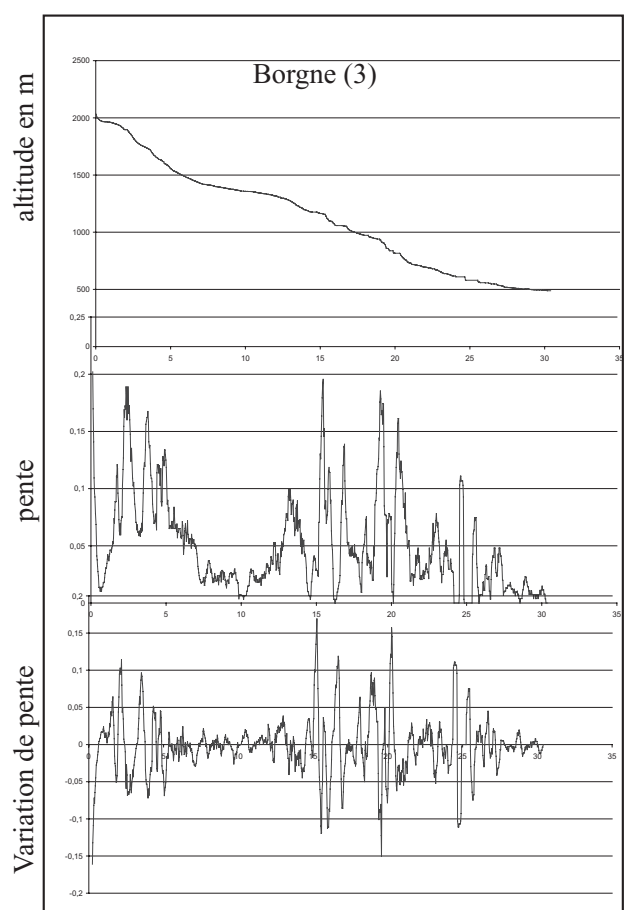
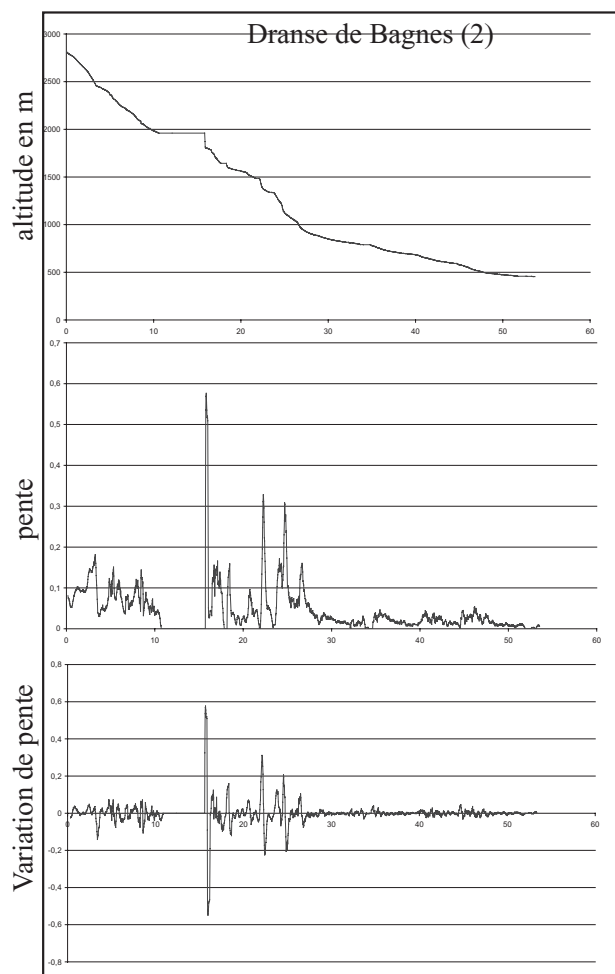
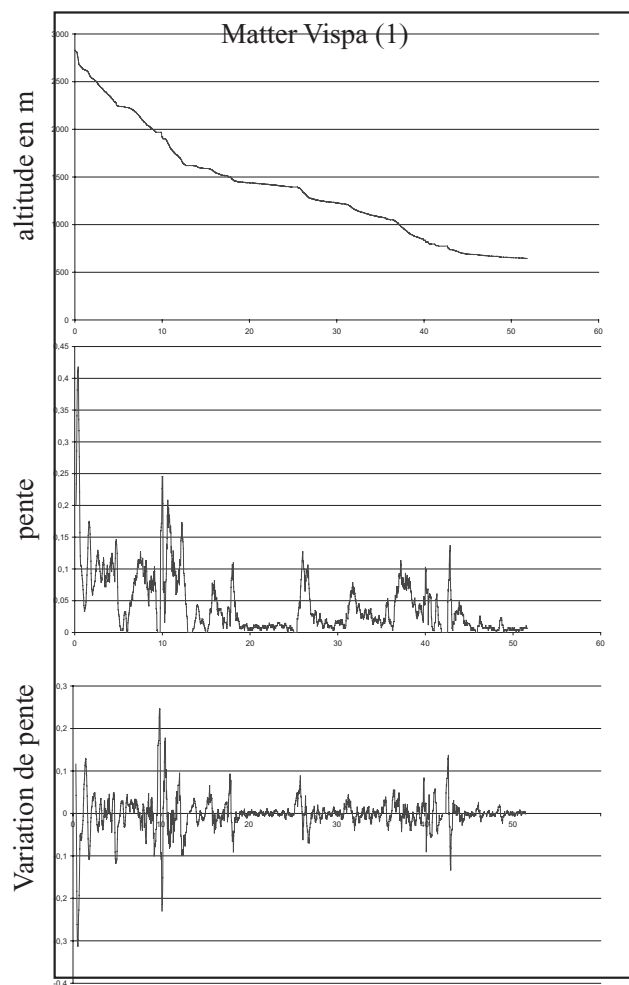


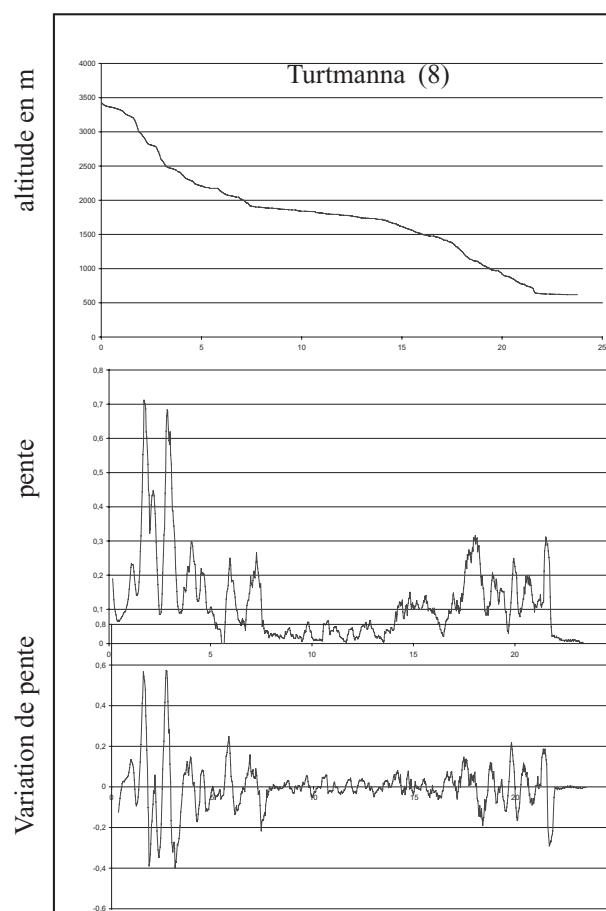
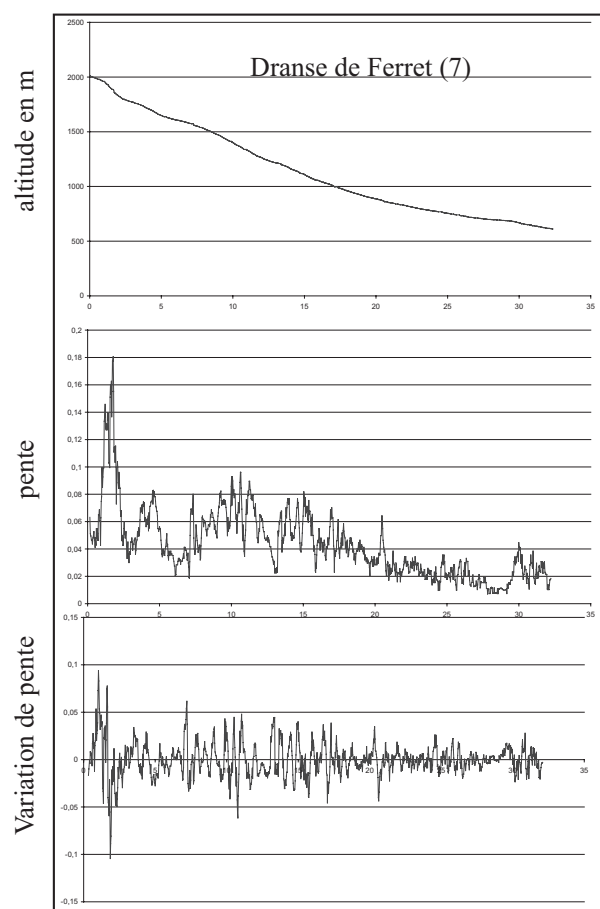
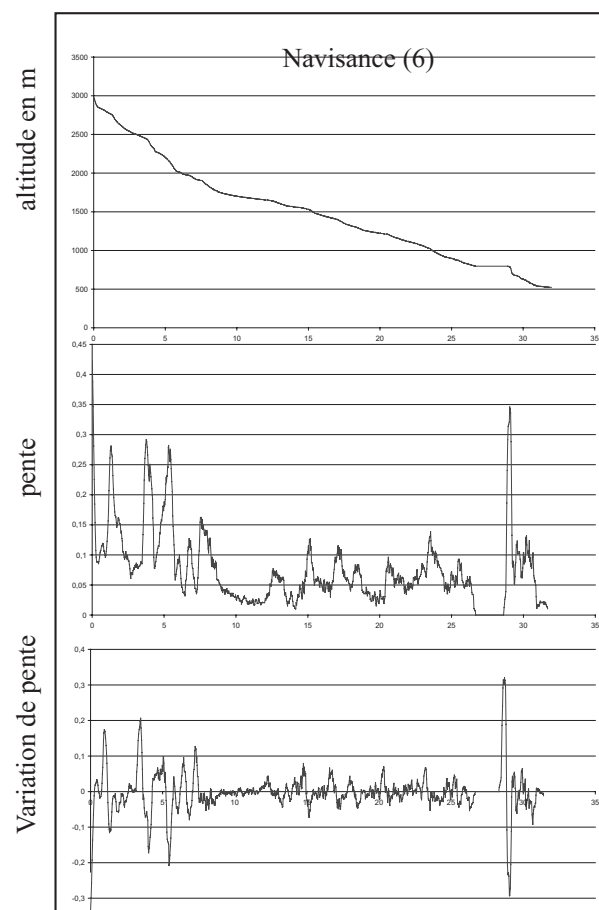
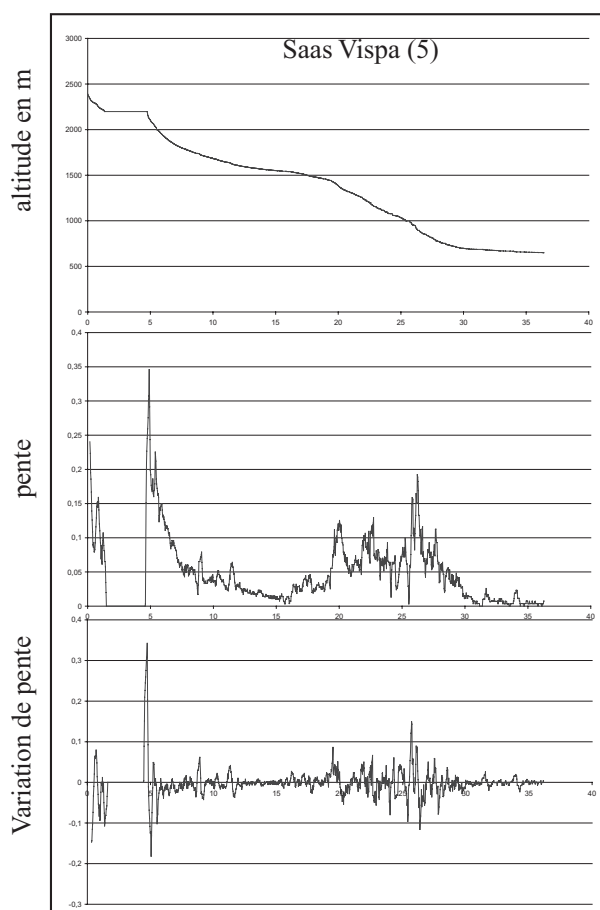




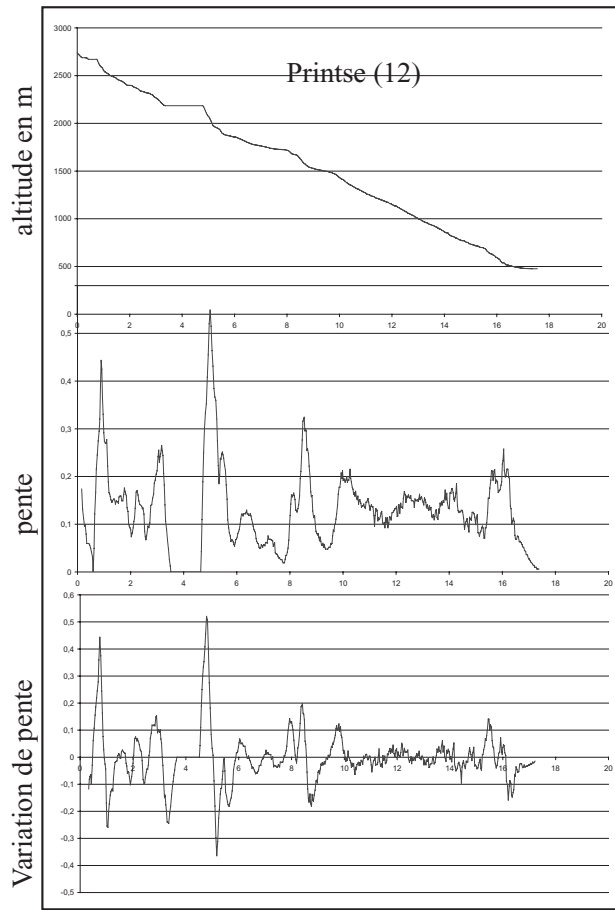
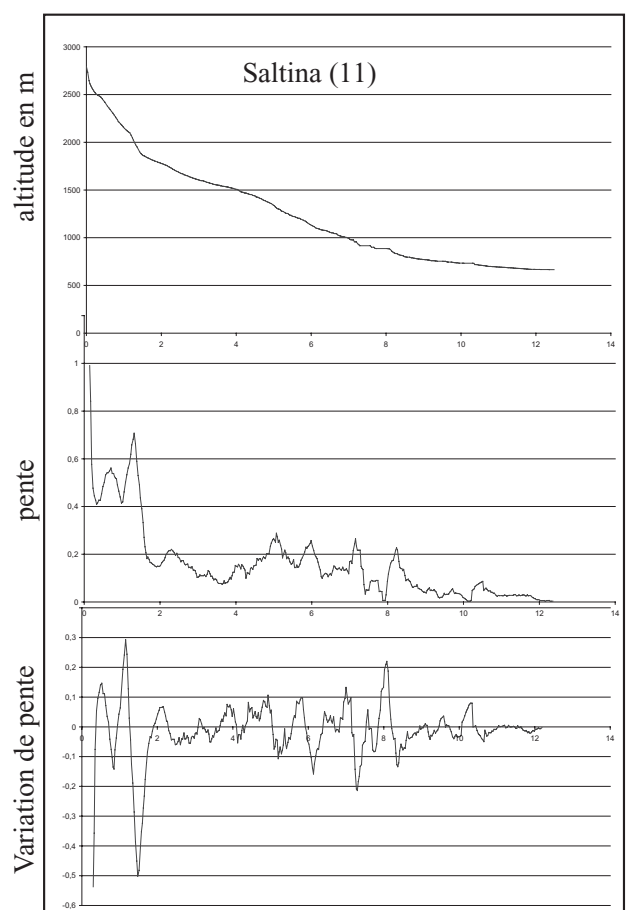
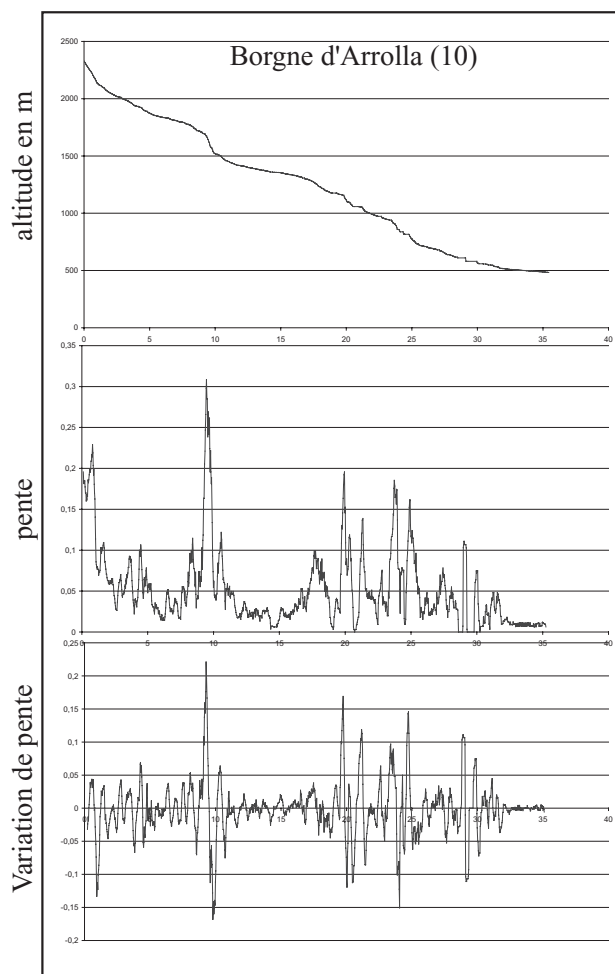
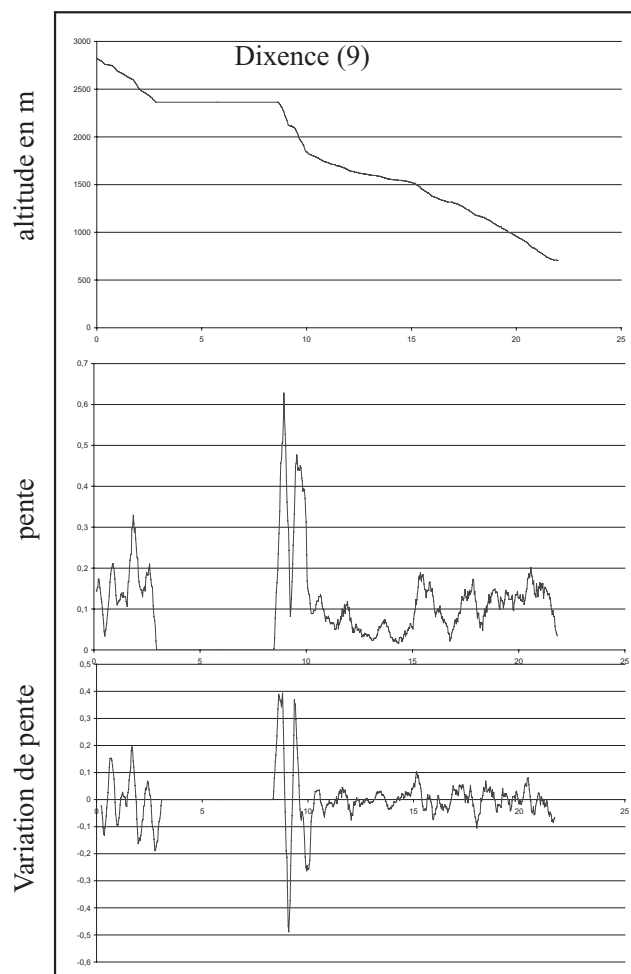
## Annexe 1

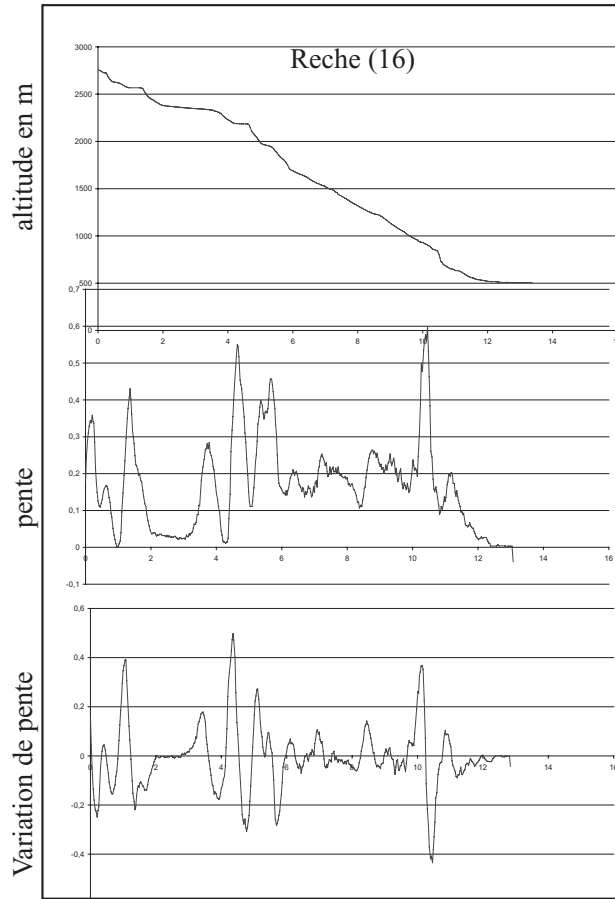
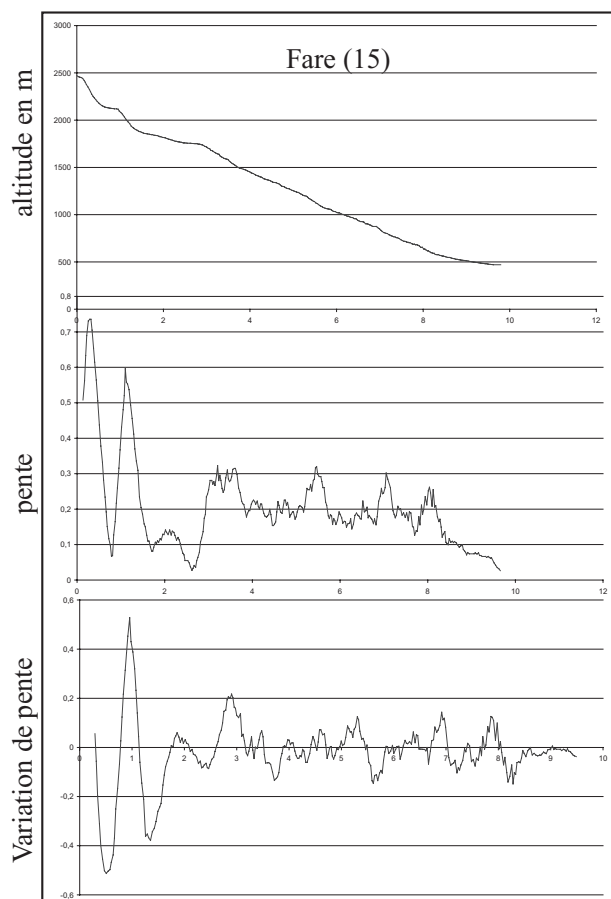
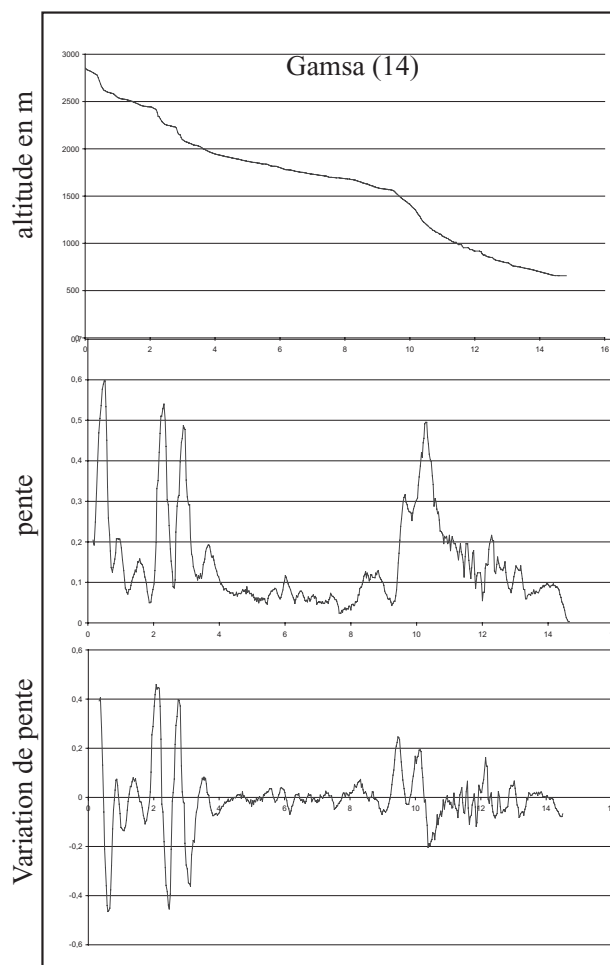
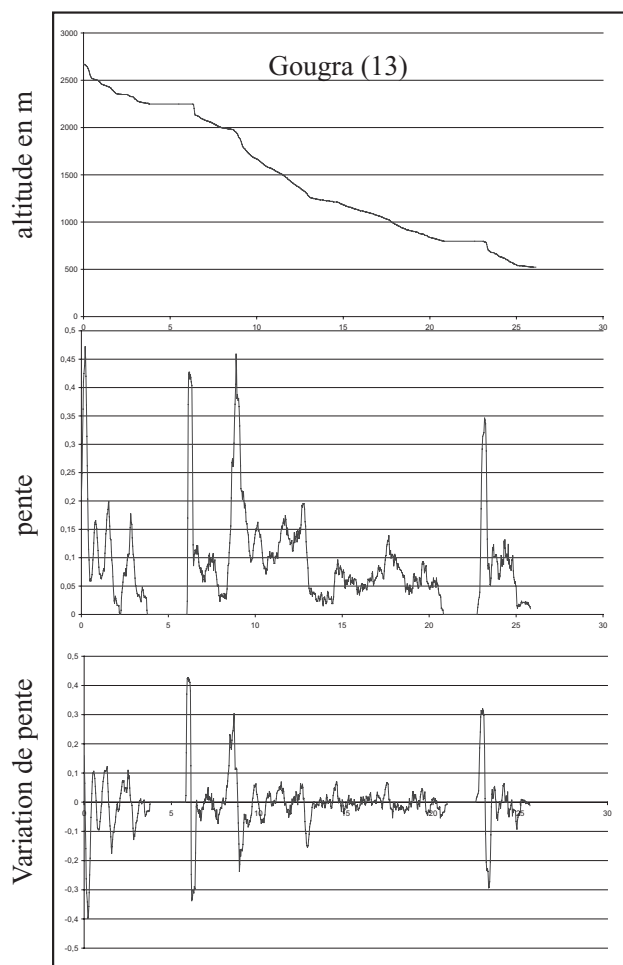
### Profils de rivières du sud Valais

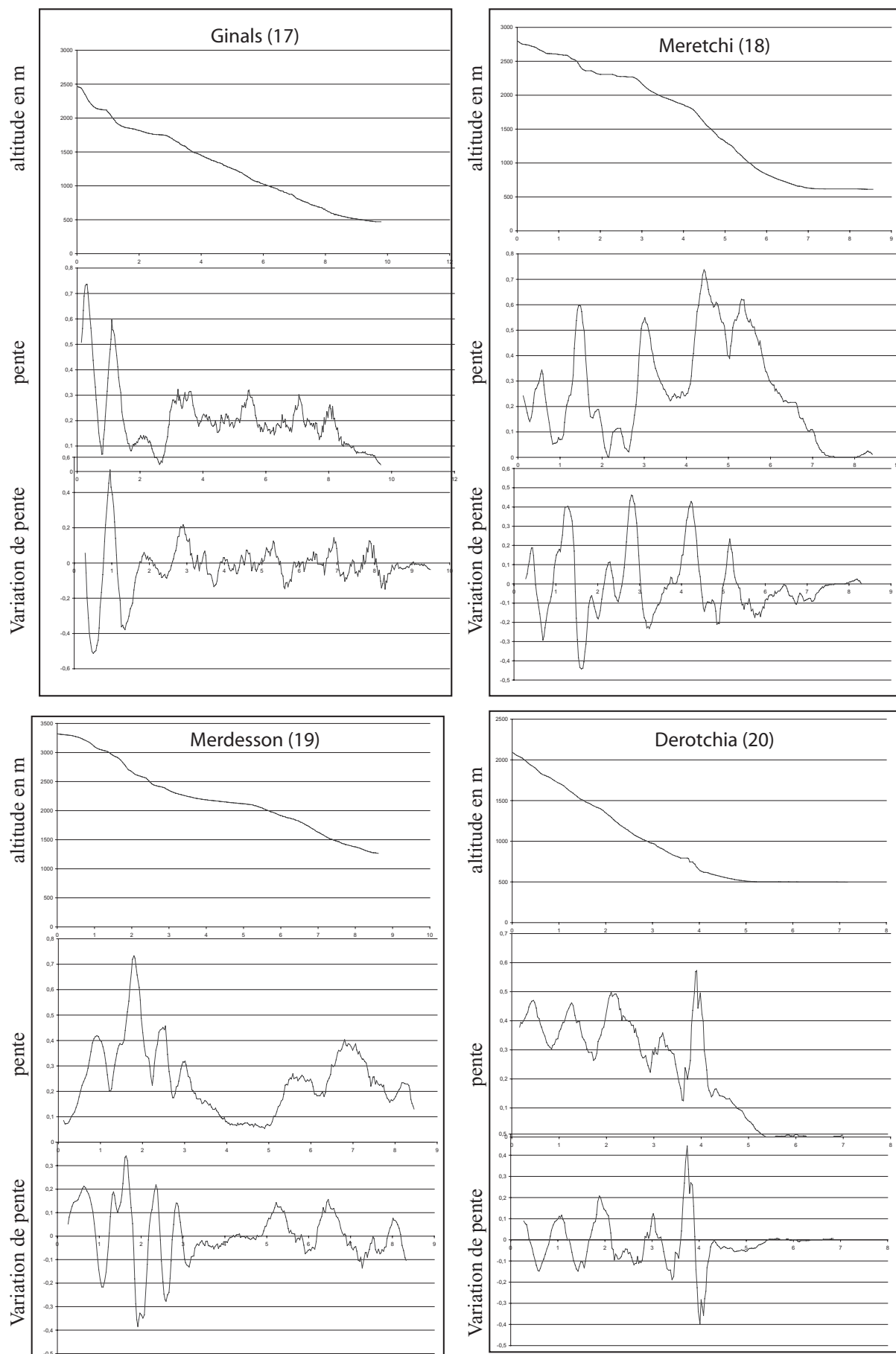














---

## ANNEXE 2

« Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps  
as constrained by earthquake analysis »  
Delacou et al., *Geophys. J. Int.*, 2004

---



# Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis

Bastien Delacou,\* Christian Sue, Jean-Daniel Champagnac and Martin Burkhard

*Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, Switzerland*

Accepted 2004 March 26. Received 2004 March 3; in original form 2003 May 28

## SUMMARY

The contrasted tectonics of the western/central Alps is examined using a synthesis of 389 reliable focal mechanisms. The present-day strain regime is mapped and interpolated for the entire Alpine belt based on a newly developed method of regionalization. The most striking feature is a continuous area of extension which closely follows the large-scale topographic crest line of the Alpine arc. Thrusting is observed locally, limited to areas near the border of the Alpine chain. A majority of earthquakes within the Alps and its forelands are in strike-slip mode. Stress inversion methods have been applied to homogenous subsets of focal plane mechanisms in order to map regional variations in stress orientation. The stress state is confirmed to be orogen-perpendicular both for  $\sigma_3$  in the inner extensional zones and  $\sigma_1$  in the outer transcurrent/transpressional zones. Extensional areas are well correlated with the part of the belt which presents the thickest crust, as shown by the comparison with the Bouguer anomaly and the average topography of the belt. In the northwestern Swiss Alps, extension is also correlated with currently uplifting zones. These observations and our strain/stress analyses support a geodynamic model for the western Alps in which the current activity is mostly a result of gravitational ‘body’ forces. Earthquakes do not provide any direct evidence for ongoing convergence in the Alpine system, but a relationship with ongoing activity of complex block rotations of the Apulian microplate cannot be ruled out.

**Key words:** active tectonics, buoyancy forces, earthquake focal mechanisms, orogen-perpendicular extension, stress inversion, western/central Alps.

## 1 INTRODUCTION AND TECTONIC SETTING

The Alpine belt resulted from the Tertiary convergence between the European and African plates. The Apulian microplate was caught in between the two, leading to the closure of the mid-Jurassic Ligurian Tethys ocean during Upper Cretaceous–Eocene times and to subsequent continent–continent collision during the Tertiary (Coward & Dietrich 1989; Dewey *et al.* 1989; Laubscher 1991; Stampfli *et al.* 1998; Schmid & Kissling 2000). Thus, the Apulian plate acted as an indenter with respect to the European plate (Tapponnier 1977). The complex collision history is characterized by the propagation of the compressive front towards external zones. This collision started in Palaeogene times with syn-metamorphic structuring of the internal (Penninic) zones, which consists of a stack of high-temperature (HT) to high-pressure (HP) metamorphic nappes (Dal Piaz *et al.* 1972; Ernst 1973;

Goffé & Choppin 1986; Droop *et al.* 1990; Pognante 1991; Spalla *et al.* 1996; Duchêne *et al.* 1997). The metamorphic internal zones overthrust the external zones along the Penninic frontal thrust during Oligocene times (Butler *et al.* 1986; Choukroune *et al.* 1986; Mugnier & Ménéard 1986; Fry 1989; Gratier *et al.* 1989; Butler 1992). The most recent manifestations of collision tectonics are seen in the thin-skinned external fold and thrust belts (Isler 1985; Laubscher 1987; Burkhard 1990; Burkhard & Sommaruga 1998; Schönborn 1999; Becker 2000) which developed in Oligocene (Helvetic chain) to Late Miocene times (Jura, sub-Alpine massifs, southern Alps). At the scale of the western/central Alps, the compressive structures present a fan-shaped pattern, resulting in a near 180° arcuate Alpine chain of 200 to 400 km in width and approximately 1000 km long from eastern Switzerland to the Ligurian margin. The mountain belt is surrounded by peripheral foreland troughs such as the Molasse and Pô basins north and south of the Alps respectively, by Oligo-Miocene rifts such as the Rhine, Bresse and Rhône graben system to the northwest; as well as the Oligocene Ligurian ocean to the southwest. In addition to the dominant and well-studied compressional structures such as nappes, thrusts and folds, extensional structures are now widely recognized to have played an important role in Alpine

\*Corresponding author: Université de Neuchâtel, Institut de Géologie, Rue Argand, 11, Case postale 2, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland. E-mail: Bastien.Delacou@unine.ch



tectonics since at least Miocene times (Mancktelow 1992; Selverstone *et al.* 1995; Fügenschuh *et al.* 1999; Bistacchi & Massironi 2000; Sue *et al.* 2002; Champagnac *et al.* 2003; Sue & Tricart 2003; Champagnac *et al.* 2004).

While the Alpine structural setting is well constrained, the current tectonic regime and associated geodynamics remain a matter of debate. Instrumental earthquake monitoring began in the Alpine chain in the 1920s (e.g. Rothé 1941; Pavoni 1961; Ahorner *et al.* 1972; Fréchet 1978). The monitoring progressively improved with increasingly more dense seismic networks, so that today more than 74 stations (regrouping French and Swiss networks) are monitoring earthquakes in the central/western Alps (e.g. Pavoni 1980, 1986; Béthoux *et al.* 1988; Ménard 1988; Deichmann & Rybach 1989; Thouvenot *et al.* 1990). The seismicity is considered to be only low to moderate for most parts of the belt (typical magnitude range  $3 < M_L < 5$ ), while a relatively high level of seismicity is found in the southern Valais, the Briançonnais and Piemontais arcs and the southern Rhine graben. Modern seismotectonic studies document the complexity of the present-day tectonic regime. In terms of stress field an orogen-perpendicular orientation of the maximum horizontal compression axis is established along the western periphery of the Alpine chain (Fréchet 1978; Pavoni 1986). In the inner Alpine arc, however, recent surveys have led to the unexpected discovery of an extensional regime (e.g. Maurer *et al.* 1997; Eva *et al.* 1998; Sue *et al.* 1999; Baroux *et al.* 2001; Kastrup *et al.* 2004).

These studies remained rather localized, and no Alpine synthesis has yet been achieved. In this paper we present a seismotectonic synthesis of the entire western/central Alps, leading to a new and comprehensive image of the overall stress state of the belt. The coexistence of extensional, compressional and transcurrent regimes in various areas of the Alps and surroundings still poses unsolved issues. Our synthesis provides a starting point for a discussion of the current geodynamic situation of the Alpine belt. Different scenarios will be discussed in the light of data from neighbouring fields such as geology, geodesy, gravimetry and neotectonics.

## 2 SEISMOTECTONIC DATA

This study is based on an extensive collection of previously published focal mechanism data, covering the entire arc of the western/central Alps from eastern Switzerland to the Mediterranean sea (Ligurian margin). Our compilation (tabulated in Appendix A) includes all available regional syntheses and local studies for this zone (Ménard 1988; Thouvenot 1996; Eva & Solarino 1998; Sue *et al.* 1999; Baroux *et al.* 2001; Kastrup *et al.* 2004). This database now contains 389 reliable focal mechanisms. The local magnitudes ( $M_l$ ) range from 0.7 to 6.0 for earthquakes recorded between 1969 and 2000 (Fig. 1, see Appendix A). Focal mechanisms have systematically been controlled for their first-arrival polarity and the coherence of their nodal planes (low azimuthal gap and high number of stations) by both previous and present studies (nearly 4 per cent of focal mechanisms were discarded). They can thus be considered as good to very good quality focal solutions.

The complete database has been used to plot the epicentral locations shown in Figs 1 and 2. Cross-sections have been taken from (Schmid & Kissling 2000) and (Calais *et al.* 2000) and earthquakes have been projected vertically onto these sections from a horizontal distance of 25 to 40 km (depending on the density of earthquakes). Note that our catalogue is not a complete catalogue of the seismic activity recorded in the western central Alps, but only presents events for which reliable focal mechanisms are available. Nevertheless, the distribution of the available focal mechanisms provides a fair image

of the overall seismic activity of the belt. In comparison with more complete seismic maps of the belt (Thouvenot 1996; Pavoni *et al.* 1997; Béthoux *et al.* 1998; Sue *et al.* 1999; Baer *et al.* 2001), different seismic zones can be distinguished by their relative activity level (Fig. 1): concentrated seismicity occurs in localized zones such as the Basel region, the Valais area and the Piemontais and Briançonnais arcs (defined in Rothé 1941; Thouvenot 1996; Sue *et al.* 1999); more diffuse seismicity characterizes large zones such as the Swiss Molasse basin, the foreland northwest of the Belledonne massif or the Provence area. Large areas, such as the Vercors or the Lepontin areas, appear as almost aseismic.

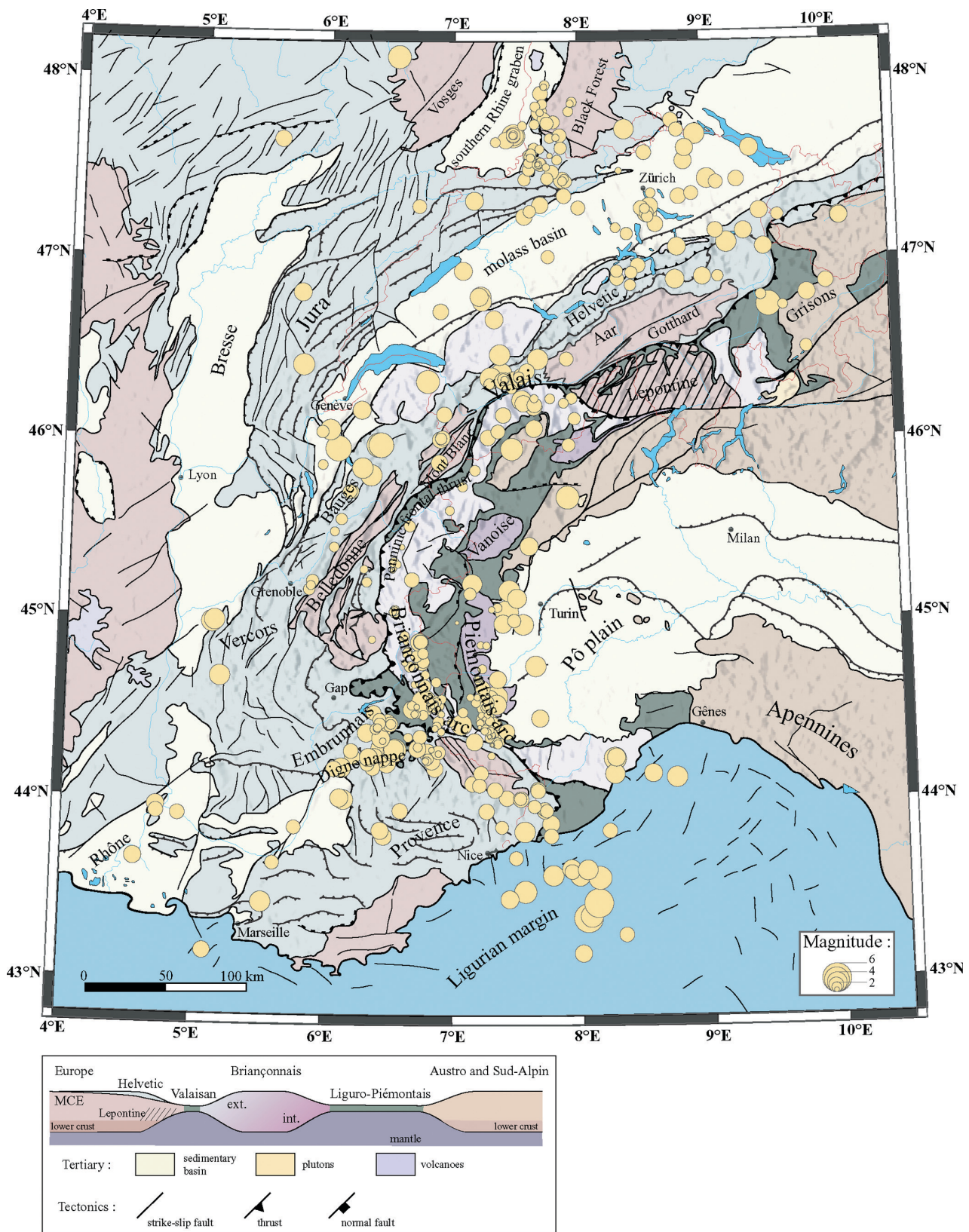
Alpine earthquakes occur mainly within the upper crust (the first 15 km), as illustrated by the map and the cross-sections (Fig. 2). However, a few areas with relatively deep seismicity do exist: the Swiss Molasse basin (down to 30 km), the Pô plain (down to 25 km) and the Ligurian margin (down to 20 km). The deep seismicity of the Molasse basin has been interpreted as an indicator of high fluid pressure (Deichmann 1992). In contrast, the seismicity in more internal zones of the belt is restricted to the upper 15 km. It is important to note that informations about present-day stress orientations from focal plane solutions are restricted to this uppermost brittle part of the crust. Any inferences about deeper processes are necessarily indirect and rely on models regarding the coupling between the upper and deeper parts of the orogen.

## 3 SEISMIC DEFORMATION ANALYSIS

We have used our new database to map regional trends and principal stress orientations as well as to distinguish areas with contrasting stress regimes. In order to constrain the strain state associated with the seismicity, two key parameters have been analysed: the type of deformation (strike-slip, extension, compression) and the directions of  $P$  (compressional) and  $T$  (extensional) axes of deformation.

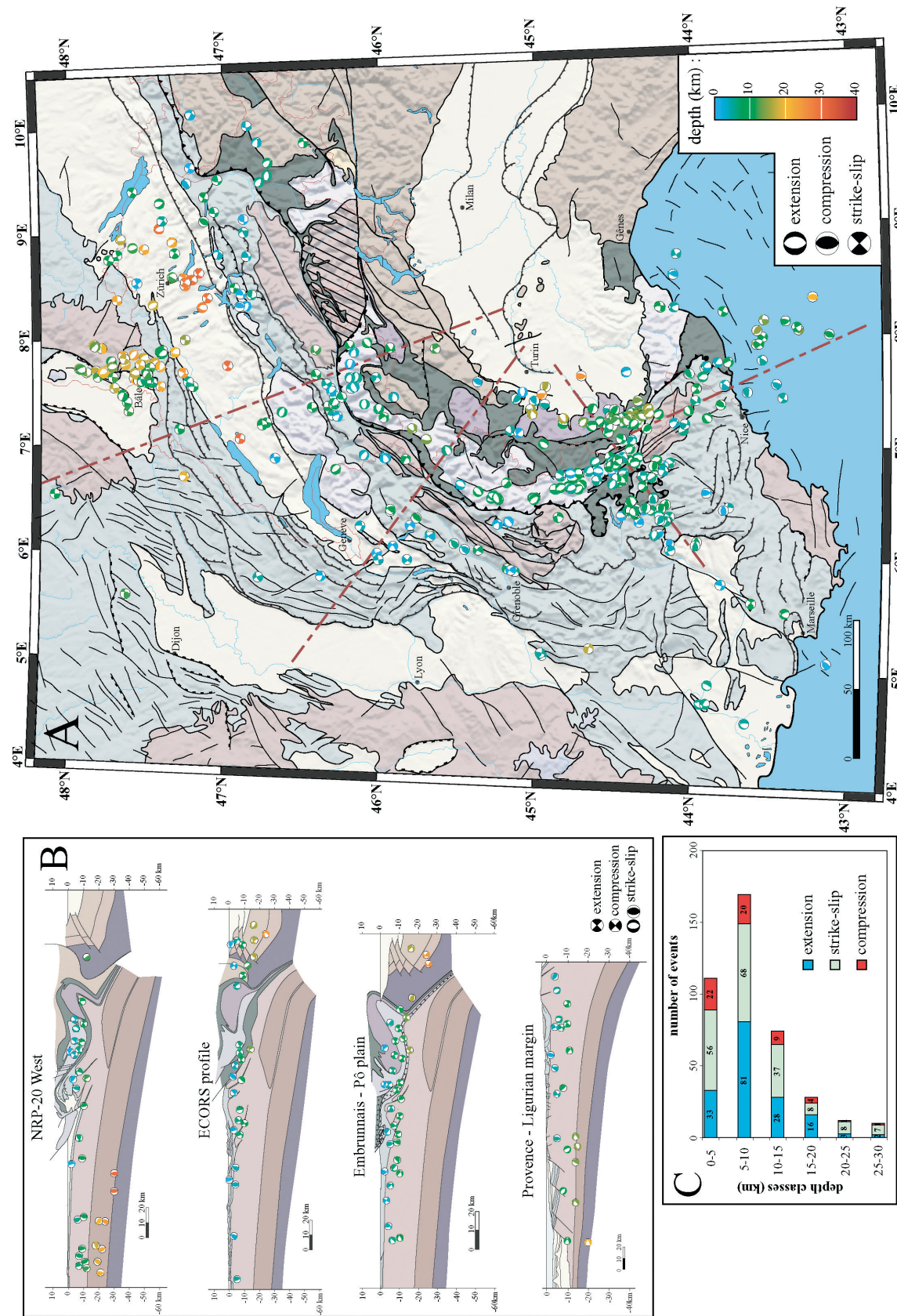
### 3.1 Type of deformation

In order to better visualize the type of deformation derived from focal mechanisms, we used an original approach based on the plunge of  $P$  and  $T$  axes. Extension is characterized by near vertical  $P$  axes, whereas compressional deformation is characterized by near vertical  $T$  axes. This qualitative assessment has been used for the calculation of a scalar parameter (see Appendix A), fully sufficient to define the type of deformation, based on assigning negative values of  $T$ -axes dips for extensional to transtensional mechanisms and positive values of  $P$ -axes dips for compressional to transpressional ones. This ' $r$ ' parameter thus ranges linearly from  $-90$  for pure extension to  $0$  for pure strike-slip and to  $+90$  for pure compression. Negative intermediate values indicate a transtensional tectonic regime ( $-90 < r < 0$ ), and positive intermediate values indicate a transpressional tectonic regime ( $0 < r < +90$ ). This approach allows us to interpolate the scalar field of the parameter  $r$ , and the corresponding tectonic regime, over the entire area of interest. Such an interpolation (GMT continuous curvature splines in tension, Smith & Wessel 1990) remains open to criticism, as it 'creates' data, as for all interpolation procedures. This is why we also provide the coloured dots on the maps and cross-sections, which correspond to focal mechanisms, with calculated  $r$  parameters (see Appendix A). Areas with several dots of the same colour are well constrained by data, while areas in between, especially those with colour gradients and no data points, are filled in purely by interpolation. Different tests have been made in the smoothing procedure (with only minor changes in the resulting maps),



**Figure 1.** Seismicity map of the western/central Alps showing only the database used in this paper, namely the earthquakes for which a reliable focal mechanism is available. This synthetic database of 389 events recorded between 1969 and 2000 presents the overall features of the classical seismic maps for the Alpine belt: near-aseismic areas (e.g. the Lepontin dome, Vercors), areas of diffuse activity (e.g. Provence, the front of the Belledonne massif, eastern Switzerland) and concentrated active zones (e.g. the so-called Briançonnais and Piémontais arcs, Valais, and the Basel area). The size of the symbols is related to the local magnitude. The geological colour caption is given in the schematic paleogeographical cross-section.





**Figure 2.** Seismotectonic map of the western Alps (A) showing the whole database used in this study. The colour code of the focal mechanisms corresponds to their depth, and ranges from blue for the shallower ones to red for the deeper ones (up to 35 km beneath the Swiss Molasse basin). The cross-sections (B) are drawn from the recent crustal reinterpretations of the ECORS-CROP and NRP20-West profiles by Schmid & Kissling (2000), and Calais *et al.* (2000) for the Ligurian margin. These key sections illustrate the upper-crustal seismicity in the belt (within the first 15–20 km), and the locally deep seismicity under the forelands. Strike-slip mechanisms are found throughout the whole belt. Reverse faulting is limited to its periphery, whereas extension characterizes the tectonics of the internal zones. The histogram (C) shows the depth distribution related to the deformation type for the whole database. See Fig. 1 for the geological caption.



and the parameters have been fixed to reflect the regional patterns and the structural setting of the different areas of interest. Taking into account the limitations inherent in all interpolation methods, our approach allows an accurate assessment of the regional variations of the tectonic regime over the entire western/central Alps (Fig. 3). This approach has its limitations, however, since strike-slip types of deformation (with low  $r$  values, corresponding to the green colour code) are obtained not only for the true strike-slip zones (where green dots for strike-slip events are present) but also as an artefact of interpolation between areas of pure extension and pure compression. Nevertheless, this artefact does not hinder compressive and extensive zones to clearly emerge from our interpolation. In summary, our large-scale regionalization approach allows the recognition of large zones with a homogeneous state of deformation and their spatial relationship with regions of contrasting strain regime all along the Alpine arc and the surrounding areas.

The most important feature revealed by the strain regime (Fig. 3) is the emergence of a continuous zone of extension prevalent in the internal zone of the chain, all along the belt from the southern Valais in Switzerland to the north of the Argentera external crystalline massif in southern France. Extension is also found in eastern Switzerland (Grisons area), but without any documented continuity with the western extensional areas. This discontinuity might be an artefact due to a lack of seismicity in the Lepontine dome that separates the extensional domains of Valais and Grisons. Extension has been recognized previously in various regional studies (Fréchet 1978; Roth *et al.* 1992; Maurer *et al.* 1997; Eva *et al.* 1998; Sue 1998; Sue *et al.* 1999; Kastrup *et al.* 2004); here we document a lateral continuity between these areas all along the internal zones of the western central Alps.

Another main feature is the presence of discontinuous transpressive zones localized along the borders of the Alpine belt (Fig. 3). Compression is observed in the eastern Helvetic domain, at the front of the Belledonne massif, in front of the Digne nappe and in the western Pô plain. These zones present only a few compressive focal mechanisms, always associated with strike-slip ones, defining a global transpressive mode of deformation. These compressional/transpressional areas remain very localized in the outer portions of the Alpine realm.

At the margins of the Alpine belt, peripheral systems are interfering with the Alpine system. This is the case for the southern Rhine graben, characterized by a transtensional type of deformation, extending continuously southward to the eastern Swiss Molasse basin in the Zurich region. This is also the case for the Ligurian margin, presenting a clear compressive tectonic regime, extending into the southern Provence area.

### 3.2 Directional data

Directional informations contained in focal plane mechanisms are visualized through projections of the  $P$ - and  $T$ -axes orientations on to the horizontal plane (Figs 4 and 5). This directional information is spatially interpolated (Fig. 4) using GMT continuous curvature splines in tension (Smith & Wessel 1990). The resulting maps for  $P$ - and  $T$ -axes trajectories are shown in Fig. 5. In this representation,  $P$ -axis trajectories are shown in transpressional to compressional areas whereas  $T$ -axis trajectories are displayed in transtensional to extensional areas (compare Fig. 3).

$P$ -axis trajectories around the bend of the western Alps describe a large-scale fan pattern, convergent towards the Pô Plain, confirming earlier work based on far fewer data (Fréchet 1978; Pavoni 1986).  $P$ -axis trajectories are systematically oriented in an orogen-

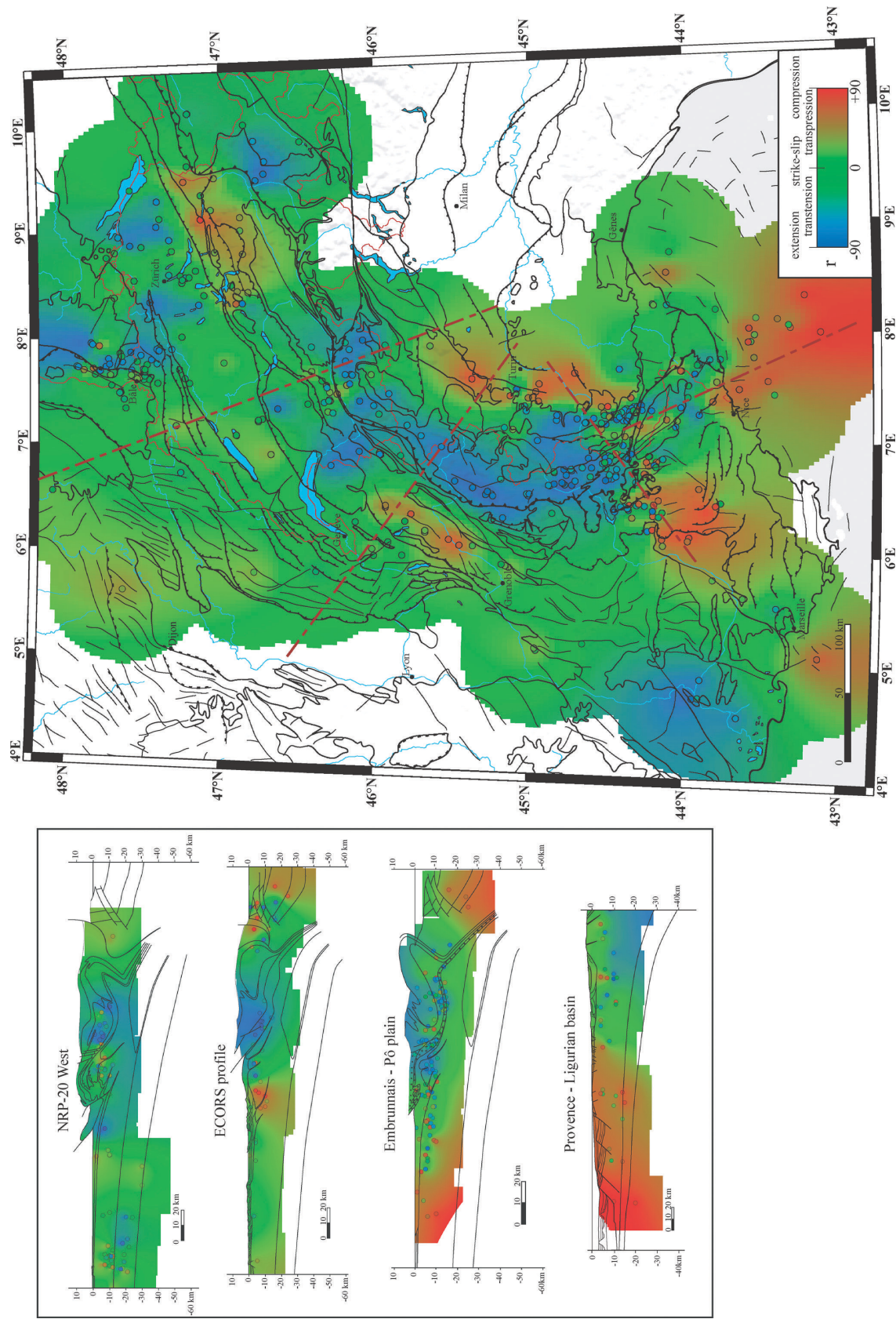
perpendicular fashion, nearly perpendicular to the structural trend of the Alps. The  $P$ -axis fan swings of  $120^\circ$  from a NNW direction in eastern Switzerland to northwest in front of Belledonne massif, and southwest in front of the Digne nappe. The Ligurian margin, at the southernmost tip of the belt, is also characterized by horizontal  $P$  axis, directed northwest.

$T$ -axis trajectories in internal zones define a radial orogen-perpendicular pattern very similar to the  $P$ -axis pattern of the outer Alpine border zones.  $T$ -axis trajectories are oriented at a high angle to the bend of the western/central Alpine relief, striking north-south in the Valais to east-west behind the Pelvoux massif area and southwest-northeast behind the Argentera massif. The eastern Swiss Alps (Grisons area) are characterized by  $T$  axis striking in a northeast-southwest direction. Thus, the seismic strain documented by these  $T$  axis within the internal zone of the Alps is indicating an orogen-perpendicular extensional tectonic regime.

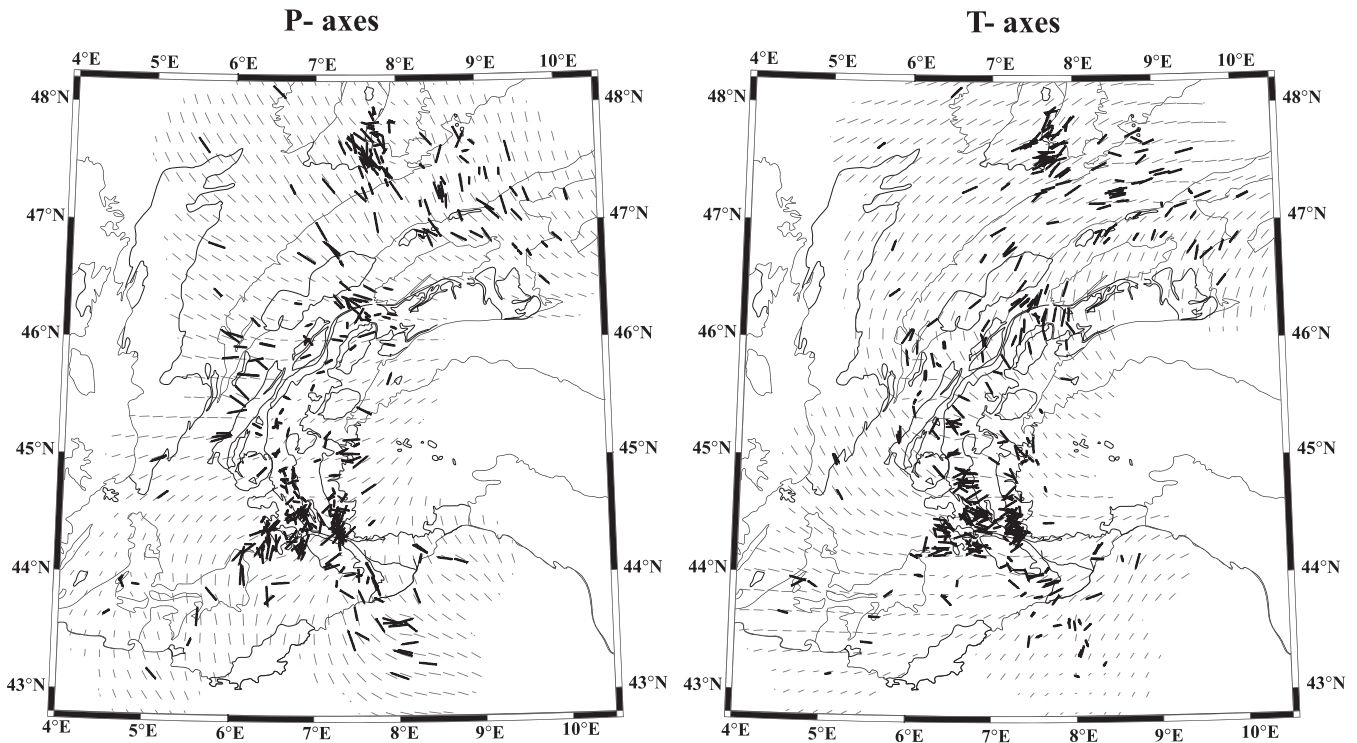
## 4 STRESS INVERSION

To further characterize the present-day stress state of the western Alps, we applied stress inversion methods to subsets of the focal mechanism database using the software TENSOR (Delvaux 1993). Stress inversion methods assume a uniform state of stress within the study area. Furthermore, in contrast to the inversion of fault-striae data, standard inversion of earthquake data (e.g. Michael 1987; Gephart 1990; Delvaux 1993) does not *a priori* discriminate between the active and the virtual nodal plane. Despite such restrictions, stress inversion has been shown to provide a powerful tool for analysing focal plane mechanism data sets (Larroque *et al.* 1987; Rebaï *et al.* 1992; Delouis *et al.* 1993; Madeddu *et al.* 1996; Maurer *et al.* 1997; Plenefisch & Bonjer 1997; Eva *et al.* 1998; Montone *et al.* 1999; Sue *et al.* 1999; Baroux *et al.* 2001; Kastrup *et al.* 2004). The aim of the inversion of focal plane data is the determination of a regional stress tensor that satisfies most, if not all, observed individual earthquakes in a given area. In contrast to the simple interpolation of isolated, projected  $P$ - and  $T$ -axes directions (Figs 4 and 5), inversion methods take the entire 3-D orientation of focal plane mechanisms into account and search for a common stress tensor. Our inversion is based on an objective, visual selection of large homogeneous zones, which are characterized by an apparently uniform type of deformation. This selection of zones was based on both Fig. 3, following our regionalization of the  $r$  parameter, and Fig. 5, considering the orientation of  $P$  and  $T$  axes.

Stress inversion was performed for 21 zones (Table 1, Appendix A and B), with 6 to 34 focal mechanisms per zone (18 on average). This very finely divided data set (a high number of stress zones) is required by the extreme curvature of the Alpine arc. As a standard test of the coherence and quality of an inversion procedure, the misfit between the predicted and observed slip direction is calculated for each nodal plane. Average misfit values range from  $11^\circ$  to  $27^\circ$ , with a mean value of  $18.8^\circ$ . These are rather high values, which can be explained by the frequent occurrence of mixed types of focal mechanism (compressional, extensional and/or transcurrent) observed at the local scale. The coexistence of strike-slip focal planes with either extension (internal Alps) or compression (Alpine border) is the rule rather than the exception. Despite this pattern, stress inversion results appear to be fairly robust and reproducible on the regional scale. Our results are very similar to those presented in previous regional studies which used different inversion methods (Michael 1987; Gephart 1990; Delvaux 1993) and different subsets of focal



**Figure 3.** Regionalization of the deformation in the Alpine realm ( $r$  parameter, based on the  $P/T$ -axes dips, see text) in map and cross-sections. The colour code corresponds to the type of deformation (shortening in red, extension in blue, strike-slip in green). Small circles are observed focal mechanism drawn with their own colour code. The background colour comes from the interpolation of the type of deformation known where focal mechanisms are available. A mask (areas with no colour) is put on areas placed at a distance greater than 55 km from the nearest earthquake. This interpolation shows that extension prevails in the core of the belt, whereas shortening areas remains pretty local and limited to the border of the belt.



**Figure 4.** *P*- and *T*-axes fields. Thick lines represent observed *P* (left map) and *T* axes (right map) at the location of focal mechanisms. Thin lines represent interpolated axes. The lengths of axes are inversely proportional to their dips (as projected on the horizontal plane). Note the regionally stable orientation of axes.

plane solutions, such as Maurer *et al.* (1997) for the Valais region, Sue *et al.* (1999) in the southwestern Alps, (Kastrup *et al.* 2004) for all of Switzerland and Baroux *et al.* (2001) in the Provence and Ligurian areas.

Stress inversion results are shown in Fig. 5, together with the interpolated *P*/*T*-axes directions. Stress ellipsoids are further characterized by the shape parameter ( $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ ), listed in Table 1.

#### 4.1 Internal zones

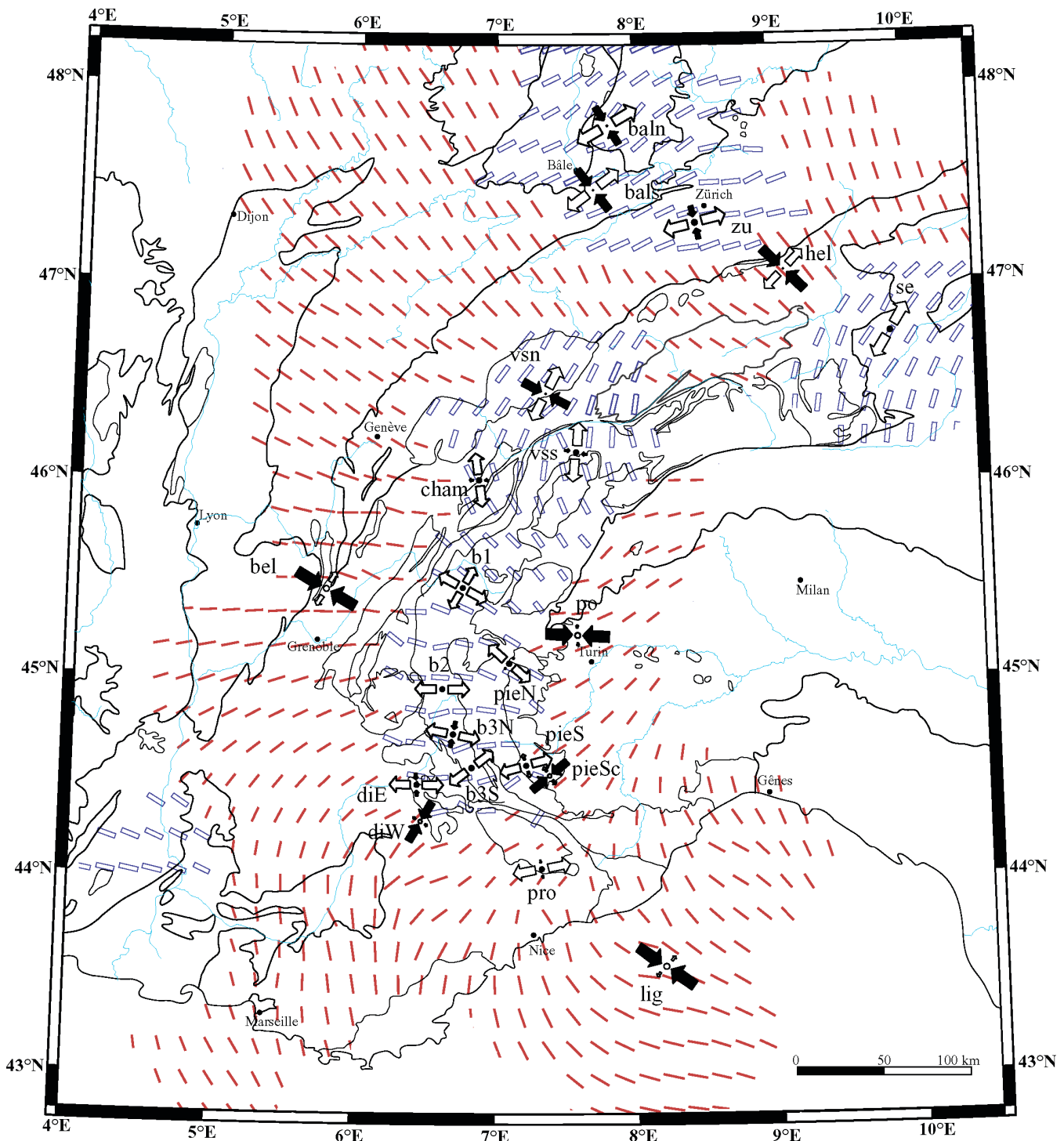
Orogen-perpendicular extensional stress directions are confirmed and shown to be continuous all along the internal zones, systematically at a high angle to the Penninic frontal thrust (almost perpendicular). The direction of  $\sigma_3$  varies from N6° in a pure extensive stress state in southern Valais (vss,  $\Phi = 0.72$ ), N119° near radial extension in northern Briançonnais (b1,  $\Phi = 0.08$ ), N91° pure extension in central Briançonnais (b2,  $\Phi = 0.50$ ), N101° transtension in southwestern Briançonnais (b3N,  $\Phi = 0.86$ ) and N53° pure extension in southeastern Briançonnais (b3S,  $\Phi = 0.48$ ). For the Piemontais seismic arc, we also find orogen-perpendicular  $\sigma_3$  directions with a N131° direction in the north (pieN) and N74° in the south (pieS), both with a nearly pure extensive stress state ( $\Phi = 0.56$  and 0.36 respectively). An exception to this overall internal extension is revealed by a few compressive focal mechanisms mixed with extensive ones that have occurred in the southern Piemontais area (Fig. 2). A precise relocation of seismic events recorded in this zone with a dense temporary network (Béthoux *et al.* 2004) show a possible decoupling of the stress state in front of the Ivrea zone, with extension at shallow levels, and compression at depth. This decoupling is not resolved in our large-scale analysis. This is a very complex area with uncertainties in the geometry of the Ivrea body and associated high-pressure tectonic units, as well as in

the regional kinematics. Nevertheless, the two types of deformation are analysed independently, following the results of Béthoux *et al.* (2004). We therefore define an independent compressive stress state ( $\Phi = 0.22$ ) in the southern Piemontais zone (pieScomp), with  $\sigma_1$  oriented N50°.

#### 4.2 External zones

External zones are characterized by contrasted states of stress, with the occurrence of all three possible tectonic modes: strike-slip, extension and compression, according to the zone of investigation (Figs 3 and 4). Generally speaking, strike-slip focal mechanisms dominate in external zones, and lateral variations of tectonic mode to extension (transtension) or compression (transpression) are only locally important. The extensional tectonic mode ranges from pure extensive stress state in northern Provence (pro,  $\Phi = 0.63$ ), eastern Embrunais (diE,  $\Phi = 0.76$ ) and Chamonix areas (cham,  $\Phi = 0.43$ ) to transtensive ones in northeastern Switzerland (zu,  $\Phi = 0.92$ ) and the northern Basel area (baN,  $\Phi = 0.92$ ). Pure strike-slip stress state prevails in northern Valais (vsn,  $\Phi = 0.62$ ). The compressional tectonic mode ranges from pure compressive stress states in the western Pô Plain area (po,  $\Phi = 0.4$ ), the western Embrunais (diW,  $\Phi = 0.35$ ) and the northern Ligurian zone (lig,  $\Phi = 0.3$ ) to transpressive states in front of the Belledonne massif (bel,  $\Phi = 0.1$ ) and eastern Helvetic zones (hel,  $\Phi = 0.31$ ). The front of the Digne nappe (Embrunais) is characterized by a diffuse zone of mixed type of focal mechanisms (compressive, transcurrent and extensive) at the transition between an internal extensive zone and an external compressive one (see Fig. 3). In order to obtain a homogeneous database for the stress inversion, the two types of focal mechanisms (extensive and compressive) have been regrouped independently, resulting in two different stress states (diW and diE zones).





**Figure 5.** Map of the Alpine strain/stress states. The stress tensors have been inverted in homogeneous areas of deformation determined using the regionalization drawn Fig. 3. Each tensor is presented with the code of the area of inversion (see Table 1 and Appendix B), a black arrow for horizontal  $\sigma_1$ , and an open arrow for horizontal  $\sigma_3$ . The thin red lines correspond to the interpolation of the  $P$  axes for transpressive to compressive areas, and the large blue lines correspond to the interpolation of the  $T$  axes for transtensive to extensive areas (see Fig. 4).

Despite the complex pattern of stress state at the local/regional scale, large-scale principal stress directions remain coherent all along the external zones, rotating progressively and defining a large-scale radial orogen-perpendicular pattern of  $\sigma_1$  perpendicular to the belt, from a NNW–SSE direction in northern Switzerland to northwest–southeast in front of Belledonne and southwest–northeast in front of the Digne nappe system.

#### 4.3 Foreland areas

The southern Rhine graben (northern Basel zone, balN) shows a transtensive stress state that continuously extends southeastwards beyond the eastern Jura (bals) and into northern Switzerland (Molass basin, zu), with almost the same  $\sigma_1$  direction (N140°/160°). The slight differences in the extensive versus transtensive state of

**Table 1.** Stress tensor parameters. For each stress inversion, the name of the area and the corresponding code (see Fig. 5) are given, with the trend and dip of the principal stress axes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  (strike, dip).  $\Phi$  is the shape parameter of the ellipsoid shape,  $N$  is the number of focal mechanisms used for the inversion and  $M$  is the misfit parameter (average of the differential angles).

Zone	Code	$N$	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		$\Phi$	$M$
			Strike	Dip	Strike	Dip	Strike	Dip		
Northern Valais	vsn	20	118	10	264	78	27	6	0.62	16.81
Grisons	se	6	288	66	122	23	30	5	0.52	11.04
Eastern Helvetic	hel	18	133	1	228	78	43	12	0.31	20.64
Southern Valais	vss	15	253	63	101	24	6	11	0.72	21.71
Chamonix	cham	6	230	55	93	27	352	20	0.43	13.6
Belledonne Front	bel	17	301	1	211	3	50	87	0.1	11.84
Zürich	zu	25	158	59	346	31	254	3	0.92	17.08
Northern Briançonnais	b1	13	340	82	210	5	119	6	0.08	17.27
Western Briançonnais	b2	19	52	85	180	3	271	4	0.5	15.89
Southwestern Briançonnais	b3N	22	194	71	11	19	101	1	0.86	15.94
Southern Briançonnais	b3S	14	335	59	139	30	233	7	0.48	21.86
Eastern Embrunnais	diE	19	12	54	176	35	271	8	0.76	12.16
Western Embrunnais	diW	24	31	3	301	0	206	86	0.35	22.22
Ligure	lig	25	124	13	222	29	13	58	0.3	21.96
Northern Provence	pro	14	160	69	352	21	260	4	0.63	27.31
Basel north	ba1N	28	147	39	336	50	240	4	0.92	24.39
Basel south	ba1S	31	142	12	355	76	233	8	0.69	18.23
Northern Piemontais	pieN	13	29	87	221	3	131	1	0.56	21.85
Southern Piemontais (ext.)	pieS	34	205	77	343	10	74	8	0.36	23.45
Southern Piemontais (comp.)	pieSc	11	230	7	326	37	130	52	0.22	24.77
Pô Plain	po	9	93	17	356	21	218	63	0.4	15.76

stress can be explained by permutations between the two principal stress axes  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$ , as evidenced by the high  $\Phi$  ratios computed in these zones (respectively 0.92, 0.69 and 0.92). In contrast, the Ligurian margin is characterized by a pure compressive stress state (lig,  $\Phi = 0.3$ ), with  $\sigma_1$  oriented N124° perpendicularly to the extensive structures of the Oligocene Ligurian opening. It thus appears that the Ligurian sea is currently reactivated in a compressional tectonic regime (Béthoux *et al.* 1992; Baroux *et al.* 2001).

In summary, the stress field around the arc of the western central Alps is defined as follows: generalized and continuous extension in the core of the belt, with orogen-perpendicular  $\sigma_3$  axes, contrasting with localized zones of transpression at the outer limits of the belt, in external zones, with  $\sigma_1$  also perpendicular to the structural trend of the Alpine arc.

## 5 DISCUSSION

The west European intraplate stresses are characterized by a near spherical ellipsoid of stresses and a consistent N145°  $\pm$  26°  $\sigma_1$ /Shmax direction (Zoback *et al.* 1989; Muller *et al.* 1992; Zoback 1992; Golke & Coblentz 1996; Muller *et al.* 1997). This stable  $\sigma_1$  direction is thought to derive from the Atlantic ridge push, perturbed in a complex fashion in the proximity of the Alps (i.e. within some 300 km around this mountain chain). Numerical modelling by Golke & Coblentz (1996) suggests that the dominant factor responsible for the West European stress field is ridge push, with little or no influence from the Europe/Africa convergence in the Alpine belt. In that case, the West European stress field does not necessarily have to be interpreted in terms of collision processes. However, the near spherical stress ellipsoid allows minor sources of stress to exert a strong influence on the regional to local scale. Thus, the Alpine stress field, with its strong correlation between topography and orogen-perpendicular stress axis trajectories, appears to be largely independent of the far-field European stress fields.

In the following, we will compare the results of our seismotectonic analysis with other geophysical parameters related to the strain/stress states of the Alpine belt.

### 5.1 Geodesy

On the scale of the western Alps, GPS monitoring puts tight constraints on the permissible present-day displacement vectors between plates and microplates involved in the Europe–Africa collision belt (Calais *et al.* 2002; Nocquet 2002; Oldow *et al.* 2002). While an overall convergence between Africa and Europe is ongoing at rates of 3 to 8 mm yr<sup>-1</sup> in a general north to northwest direction (Argus *et al.* 1989; Demets *et al.* 1990, 1994; Albarello *et al.* 1995; Crétau *et al.* 1998; Kreemer & Holt 2001; Nocquet 2002) no clear signal of any relative displacements between northern Italy, eastern France and southern Germany has been detected so far. Given the accuracy of GPS and a limited time span of observation of less than 10 yr, overall Alpine convergence, divergence and/or strike slip movements, if any, have to be less than about 2 mm yr<sup>-1</sup>.

Within the western Alps, however, 6 yr of continuous GPS monitoring, does indicate some significant displacements (Calais *et al.* 2002; Nocquet 2002). Notably, extension is documented along the Lyon–Turin profile across the western Alps. Along this profile, southeast-directed velocities with increasing strain rates from northwest to southeast, from 0.5  $\pm$  0.9 mm yr<sup>-1</sup> at La Feclaz (Bauges massif) to 1.7  $\pm$  0.4 mm yr<sup>-1</sup> at Modane (Vanoise massif), are observed. This results in a lengthening of the Lyon–Modane baseline (along the ECORS–CROP profile) at a rate of 1.4  $\pm$  0.4 mm yr<sup>-1</sup>. This lengthening correlates very well with the extensional regime documented in our seismotectonic analysis. In the outermost zones of the belt, GPS shows localized zones of convergence, e.g. at the western Pô plain with 1.0  $\pm$  0.5 mm yr<sup>-1</sup> of east–west to northwest–southeast convergence between Modane and Turin and in the Provence area with 1.4  $\pm$  0.5 mm yr<sup>-1</sup> of north–south to northwest–southeast shortening between Grasse and Turin. In

summary, GPS results confirm and strengthen the results obtained from seismotectonic investigations, notably the extensional nature of the present-day core of the Alps, apparently compensated by localized compression near the Alpine border.

Additional geodetic information is provided by repeated precise levelling investigations, spanning about 100 yr, available for Switzerland from the Swiss Federal Topographic Office (Gubler *et al.* 1981) and France (see Fourniguet 1977). The Swiss survey has the advantage of covering a large portion of the central Alps including a north–south section across the Gotthard traverse. Furthermore, in contrast to France, where levelling data remain isolated within individual levelling profiles, the entire Swiss levelling data set has been processed so as to provide a coherent picture of the present-day velocity field of vertical movements, with a reference point at Aarberg in central northern Switzerland. With respect to this ‘stable’ foreland, the entire body of the Alps is rising at a rate of between 1.2 and 1.6 mm yr<sup>-1</sup>. Maximum velocities are observed in two broad elliptical zones centred in the Valais near Brig-Sion (1.6 mm yr<sup>-1</sup>) and in the Grisons area (1.4 mm yr<sup>-1</sup>). In between these two maxima, the Gotthard region appears as a saddle with ‘only’ about 1.2 mm yr<sup>-1</sup>. Vertical velocities decrease smoothly northwards and southwards, with isolines running parallel to the general strike of the Alpine chain. Not a single one of the numerous late Alpine faults (post-Miocene) and lineaments which have been crossed by levelling lines shows any indication of tectonic activity within the last 100 yr. This is in stark contrast to the French survey of (Fourniguet 1977), who identified a series of local discontinuities of similar magnitude but barely any regional, large-scale trend when approaching the Alps.

## 5.2 Deformation versus crustal thickness

### 5.2.1 Topography

In order to qualitatively examine the relationship between the state of strain/stress and topography we used the GTOPO30 Digital Elevation Model (DEM) database (US Geological Survey EROS Data Center, <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>). High-frequency topographic features were removed using a smoothing algorithm, calculating at each point the average altitude within a radius of 25 km. This smoothing process provides a proxy for the topographic load, relevant on the scale of the lithosphere, where high average topography is associated (to first order in the western/central Alps) with thickened crust. By smoothing the DEM, we discard high-frequency signals, such as lineaments, or faults. Our purpose was not to correlate the Alpine seismicity with the complex Alpine structures but to study the large-scale relationship between average topography and stress state. Maxima in average topography exist in eastern Switzerland, in the Valais and in the Vanoise areas, whereas more localized and isolated high mountain ranges in external zones, such as the Mont Blanc massif, almost disappeared in our smoothing process. We tested a series of different filters before subjectively choosing the 25 km smoothing radius. Actually, when draping the map of the regionalized deformation (Fig. 3) over the average smoothed Alpine topography (Fig. 6), the high internal areas (the convex crest line of the Alps) appear to very closely match the areas undergoing extensional deformation (eastern Switzerland, southern Valais, Briançonnais and Piemontais arcs). Moreover, transpression very nicely coincides with the negative (concave) curvature at the transition between the Alps and its flat foreland (eastern Helvetic chains, front of the Belledonne massif, western Pô plain, front of the Digne nappe).

### 5.2.2 Gravimetry

High-resolution gravimetric map have been published recently for the entire western Alpine arc (Masson *et al.* 1999). Internal zones are characterized by strong negative Bouguer anomalies (–160 to –220 mGal), directly related to the thickened Alpine crustal root resulting from the stacking of low-density materials during the Alpine orogenesis. The Bouguer anomaly is closely related to the topography (in the Alpine chain, high topography is generally related to thickened crust), with the exception of the area surrounding the Ivrea body, characterized by a remarkable positive anomaly which is not reflected in topography. This anomaly is classically interpreted as a slab of dense mantle and/or lower crust (Berkhemer 1968; Kissling 1993; Paul *et al.* 2001). Except for the Ivrea body, negative Bouguer anomalies (e.g. zones of high crustal thickness) are closely correlated with internal extensional deformation (Fig. 3) continuously from the Valais to the edge of the Mont Blanc massif, the Vanoise zone and all along the Briançonnais arc (up to the Argentera massif).

In summary, in the western/central Alps as a whole there exists a very close correlation between the generalized Alpine extensional tectonic regime and the zones of high crustal thicknesses (characterized by high large-scale topography and strong negative Bouguer anomalies). This correlation is a strong argument for proposing a geodynamic model in which the current Alpine tectonism is controlled, at least partly, by internal gravitational body forces. In this model, external zones will undergo compression/transpression in response to the balance of gravitational potential energy.

## 6 MODELS

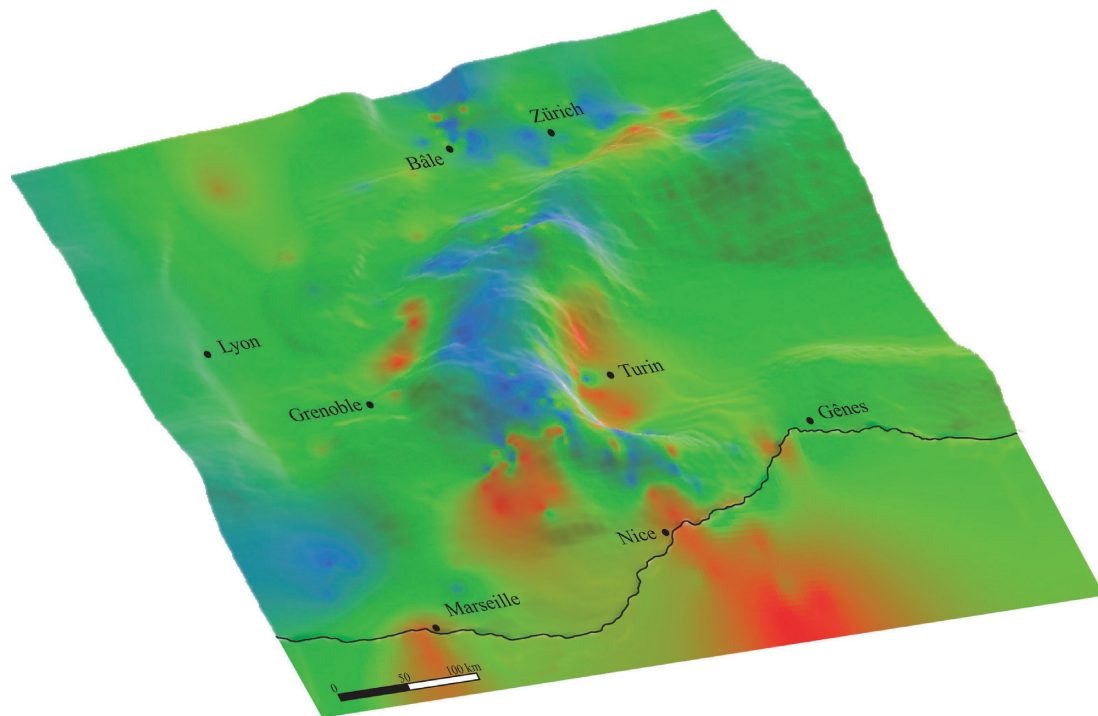
Several different non-unique geodynamic models can be envisaged in the light of our large-scale seismotectonic analysis and the comparisons previously mentioned.

### 6.1 Gravitational body forces

Recent studies in the eastern Alps and the adjacent Pannonian basin (Bada *et al.* 2001) using numerical modelling, show that a topography of 1000 to 3000 m can induce 6 to 22 MPa of extensive stress in high zones (eastern Alps relief) and 3 to 12 MPa of compressive stress in the bordering Pannonian basin, contradicting the idea that the relief of the Alps is not high enough to induce significant topographic stresses (Sue *et al.* 1999). Topographically induced stresses would be expected at a high angle to the strike of the belt, as observed in the western Alpine arc (with orogen-perpendicular stresses).

Assuming that large-scale convergent tectonics are negligible in the western Alps (as supported by GPS monitoring, Nocquet 2002), gravitational body forces will tend to equilibrate the mountain belt by balancing the gravitational potential energy between the core of the belt characterized by high crustal thicknesses and its margins. In this case, extensional tectonics are expected within the inner parts of the belt and compressional stresses at the borders. As an isostatic response to this equilibration, uplift is expected in the core of the belt, correlated with negative Bouguer anomalies, as observed in Switzerland (e.g. the Valais and Grisons areas). In terms of isostasy, further complications arise from perturbations induced by Quaternary glaciations, which may have an effect on the rates of vertical uplift and the stress state observed within the upper crust. Simple models of glacial rebound depend strongly on the unknown elastic thickness of the Alpine lithosphere as well as assumed viscosities of the underlying asthenosphere (Gudmundsson 1994). In any case, isostatic rebound effects are expected to correlate with the well-known maximum thickness of glaciers. In Switzerland, two





**Figure 6.** 3-D view of the regionalization of the Alpine deformation. The map of deformation is draped on a smooth digital elevation model (average topography within a radius of 25 km). The continuous extensive zone perfectly correlates with high average topography. Localized external compressive/transpressive zones are located at the bottom of high topographic gradients.

most important ice masses were present in the areas of lakes Geneva and Constance (Jäckli 1962, 1970; Florineth & Schlüchter 1998). Maps of present-day uplift do not exactly reflect this pattern, however, and if present, we think that the effect of glacial rebound on present-day uplift is hidden in the much stronger signal of crustal-scale uplift.

## 6.2 Rotational models

Geologists have long speculated about the possibility of block rotations between Apulia (African promontory) and Europe as an important factor in the building of the western Alpine arc (Gidon 1974; Anderson & Jackson 1987; Ménard 1988; Vialon *et al.* 1989; Thomas *et al.* 1999; Calais *et al.* 2002). Simple analogue rotation models using sand-box experiments (Collombet 2001; Collombet *et al.* 2002) show great similarities with the Alpine structure: external oblique strike-slip zones, local external thrusting, multiscale arcuate tectonic features. Therefore, rotation models could allow us to explain the large-scale strike-slip mode of deformation, in an overall dextral style, that is observed in external zones (e.g. northern Valais, Mont Blanc/Aiguilles Rouges, front of Belledonne, Briançonnais arc), and that cannot be driven by gravitational body forces. Apulian rotation is further supported by large-scale GPS monitoring regrouping French, Swiss and Italian stations resulting in a microplate anticlockwise rotation of  $0.52^\circ \text{ Myr}^{-1}$  around a pole located at  $45.36^\circ \text{ N}/9.10^\circ \text{ S}$ , near Milan (Calais *et al.* 2002). However, rotation models cannot explain by themselves the overall orogen-perpendicular extension observed on the highest zones of the Alpine belt that is likely to be induced by body forces.

## 6.3 Proposed model

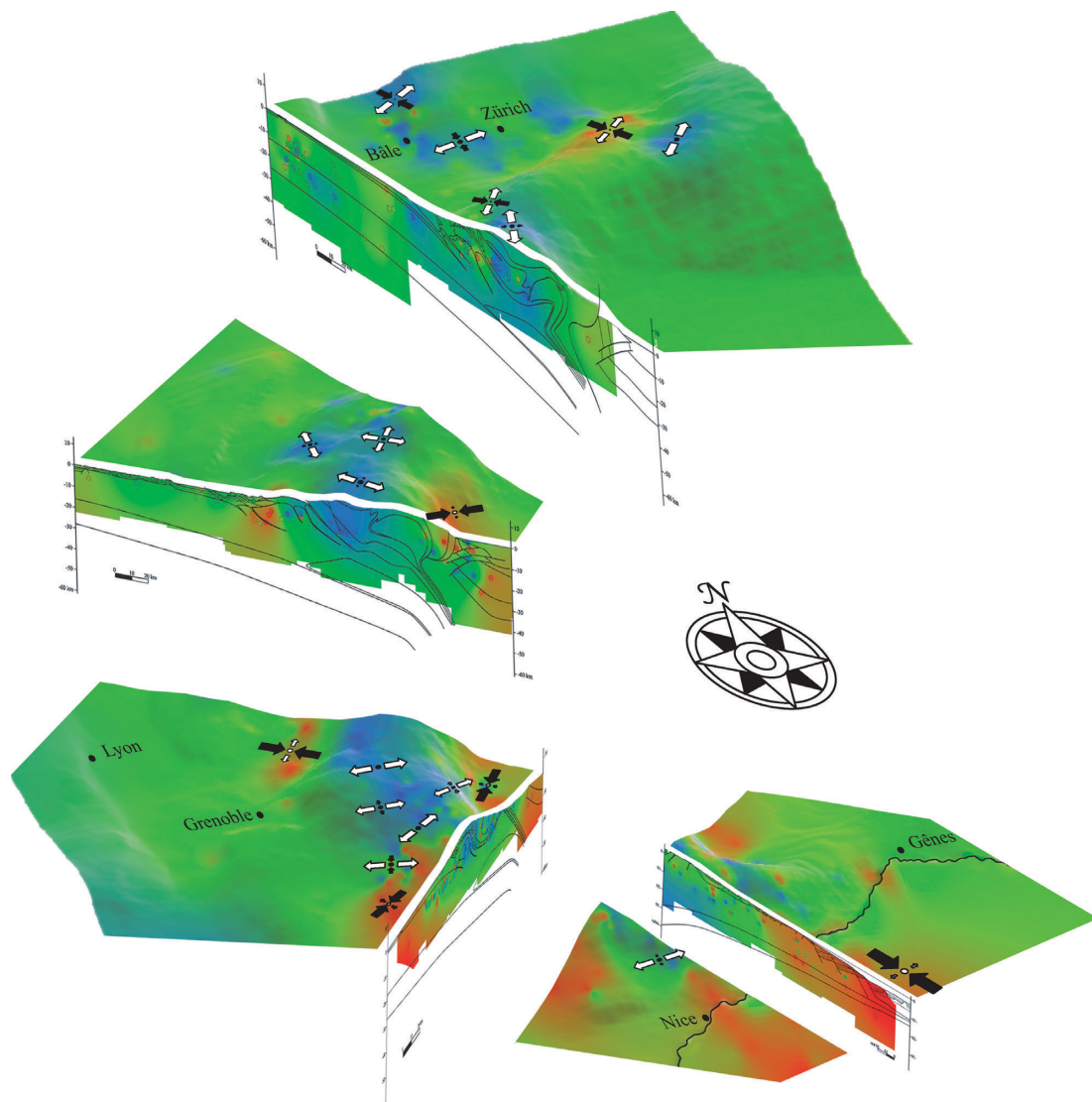
A combination between gravitational body forces and rotational tectonics could explain most of the current features observed in the

western/central Alps. This association, which remains to be quantified, succeeds in explaining the current strain/stress states analysed in this study using seismotectonic tools, namely the generalized orogen-perpendicular extension we characterized in the highest areas of the chain correlated to crustal uplift, the contrasted tectonics between the highest core of the belt and its outer limits in transpression, and the transcurrent part of the Alpine tectonism.

However, the limitations of this analysis (especially in depth) do not permit us to identify the deep deformation processes that could interact in this model. In particular the role of the Ivrea body (moving bloc, passive indenter, etc.) remains unclear. Our impression is that focal mechanism data imply rather consistent deformation with depth. However, improvements in our knowledge of the deep geometry of the Alpine chain would allow us to better define deep tectonic processes.

## 7 CONCLUSIONS

The compilation of 389 focal mechanisms, all along the Alpine arc and its foreland, allowed us to provide a synthetic and innovative view of the strain/stress states of the western/central Alpine realm as a whole (Fig. 7). The main features of this state of strain/stress are: continuous orogen-perpendicular extension in the inner areas of the belt, and localized zones of compression/transpression at the outer boundaries of the belt, associated with strike-slip areas in external zones, and defining a large-scale fan pattern with orogen-perpendicular  $\sigma_1/P$  axes. Correlations are established between extensional areas and high crustal thicknesses as well as between localized compressive/transpressive areas in external zones and the bottom of high topographic gradients. Moreover, internal extensive zones correlate in its northern part (Switzerland) with areas of maximum crustal uplift (of about  $1.6 \text{ mm yr}^{-1}$ ). In a context of slow horizontal motions (GPS extensional velocities of less than 2 mm



**Figure 7.** Synthetic 3-D split block of the western Alps showing both the state of stress (inversion) and the deformation state inside the whole belt. The contrasted tectonics between inner and outer areas of the chain and the role of topography and deep structures of the belt are underlined.

$\text{yr}^{-1}$  across the whole belt, Calais *et al.* 2002), we propose a model to explain such a strain/stress field combining the following factors: gravitational body forces tending to equilibrate the contrasted gravitational potential energies between the zones of high and low crustal thickness, and large-scale rotational tectonics at the limits of the chain.

Our study addresses the importance of current collisional processes in the realm of the western/central Alps, and more generally the problem of the convergence accommodation between the European and African plates, which should range from 3 to 8  $\text{mm yr}^{-1}$  in a north to northwest direction at the longitude of the Alps (Argus *et al.* 1989; Demets *et al.* 1990, 1994; Albarello *et al.* 1995; Crétau *et al.* 1998; Kreemer & Holt 2001; Nocquet 2002). This convergence could be consumed in different geodynamic areas located between 'stable' Europe and 'stable' Africa such as the Maghrebien belts, the Calabrian subduction, the Apennines, the Dinarides or the eastern Alps. However, in the light of our large-scale seismotectonic study, no direct effect of Europe/Africa convergence can be identified in the western Alpine belt, since the stress field appears to be mostly controlled by internal body forces.

## ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by Neuchâtel University and by the Swiss National Science Foundation (grant #21-61684.00). We wish to thank U. Kastrup and N. Béthoux for kindly making their seismological data available, and U. Eichenberger, J. Martinod, M.L. Zoback and D. Hatzfeld for many improvements they brought to the manuscript. Maps were prepared using GMT software (Wessel & Smith 1991).

## REFERENCES

- Ahorner, Z., Murawski, H. & Scheinder, G., 1972. Sismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin, *Geol. Rundschau*, **61**, 915–942.
- Albarello, D., Mantovani, E., Babbucci, D. & Tamburelli, C., 1995. Africa-Eurasia kinematics—main constraints and uncertainties, *Tectonophysics*, **243**(1–2), 25–36.
- Anderson, H. & Jackson, J., 1987. Active tectonics in the Adriatic region., *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **91**, 937–983.

- Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C. & Stein, S., 1989. Closure of the Africa–Eurasia–North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault, *J. geophys. Res.*, **94**, 5585–5602.
- Bada, G., Horvath, F., Cloetingh, S., Coblenz, D. & Toth, T., 2001. Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: the case study of the Pannonian basin, *Tectonics*, **20**(3), 343–363.
- Baer, M. *et al.*, 2001. Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2000, *Eclogae Geol. Helv.*, **94**, 253–264.
- Baroux, E., Béthoux, N. & Bellier, O., 2001. Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms, *Geophys. J. Int.*, **145**, 336–348.
- Becker, A., 2000. The Jura Mountains—an active foreland fold-and-thrust belt?, *Tectonophysics*, **321**(4), 381–406.
- Berkhemer, H., 1968. Topographie des Ivrea-Körpers abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten, *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **48**, 235–246.
- Béthoux, N., Cattaneo, M., Delpéch, P.Y., Eva, C. & Réhault, J.-P., 1988. Mécanismes au foyer de séismes en mer Ligure et dans le sud des Alpes occidentales: résultats et interprétation, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **307**, 71–77.
- Béthoux, N., Fréchet, J., Guyot, F., Thouvenot, F., Cattaneo, M., Eva C., Nicolas, M. & Granet, M., 1992. A closing Ligurian Sea?, *Pageoph*, **139**, 179–194.
- Béthoux, N., Ouillon, G. & Nicolas, M., 1998. The instrumental seismicity of the western Alps: spatio-temporal patterns analysed with the wavelet transform, *Geophys. J. Int.*, **135**, 177–194.
- Béthoux, N., Sue, C., Paul, A., Virieux, J., Cattaneo, M., Fréchet, J. & Thouvenot, F., 2004. Local tomography and focal mechanisms in the southwestern Alps: comparison of methods and tectonic implications, *Tectonophysics* (in press).
- Bistacchi, A. & Massironi, M., 2000. Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach, *Tectonophysics*, **327**(3–4), 267–292.
- Burkhard, M., 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (subalpine Molasse to Jura fold belt), *Eclogae Geol. Helv.*, **83**(3), 559–583.
- Burkhard, M. & Sommaruga, A., 1998. Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt, in *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, Geological Society of London Special Publication 134, pp. 279–298, eds Mascles, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H.P. & Fernández, M., The Geological Society, London.
- Butler, R.W.H., 1992. Thrusting patterns in the NW French Subalpine chains, *Ann. Tecton.*, **6**, 150–172.
- Butler, R.W.H., Matthews, S.J. & Parish, M., 1986. The NW external Alpine thrust belt and its implication for the geometry of the western Alpine orogen, in *Alpine Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 45, pp. 245–260, eds Coward, M., Dietrich, D. & Park, R.G., The Geological Society, London.
- Calais, E. *et al.*, 2000. Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948–1998, *Tectonophysics*, **319**(1), 1–17.
- Calais, E., Nocquet, J.M., Jouanne, F. & Tardy, M., 2002. Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001, *Geology*, **30**, 651–654.
- Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B. & Burkhard, M., 2003. Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais), *Eclogae Geol. Helv.*, **96**, 325–338.
- Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B. & Burkhard, M., 2004. Brittle deformation in the inner north-western Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse, *TerraNova*, doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00555.x.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P., Gautier, Y., Merle, O. & Vuichard, J.P., 1986. Deformation and motion in the western alpine arc., *Tectonics*, **5**(2), 215–226.
- Collombet, M., 2001. Cinématique et rotation des Alpes occidentales: approche paléomagnétique et modélisation analogique, *Thèse de doctorat*, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Collombet, M., Thomas, J.C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.P. & Gratier, J.P., 2002. Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: new insights from paleomagnetic data, *Tectonics*, **21**, 352–366.
- Coward, M. & Dietrich, D., 1989. Alpine tectonics: an overview, in *Alpine Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 45, pp. 1–29, eds Coward, M., Dietrich, D. & Park, R., The Geological Society, London.
- Crétau, J.-F., Soudarin, L., Cazenave, A. & Bouillé F., 1998. Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system, *J. geophys. Res.*, **103**, 30 167–30 181.
- Dal Piaz, G.V., Hunziker, J. & Martinotti, G., 1972. La zone Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle alpi nordoccidentali interne, *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **11**, 433–466.
- Deichmann, N., 1992. Structural and rheological implications of lower-crustal earthquakes below northern Switzerland, *Phys. Earth planet. Inter.*, **69**, 270–280.
- Deichmann, N. & Rybach, L., 1989. Earthquakes and temperatures in the lower crust below the Northern Alpine Foreland of Switzerland, *Geophys. Monogr.*, **51**(6), 197–213.
- Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A. & Rivera, L., 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics*, **221**, 413–437.
- Delvaux, D., 1993. The TENSOR program for reconstruction: examples from the East African and the Baikal rift systems, *TerraNova*, (abstract suppl. 1), **5**, 216.
- Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425–478.
- Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191–2194.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.W.H. & Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean, in *Alpine Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 45, pp. 265–283, eds Coward, M., Dietrich, D. & Park, R., The Geological Society, London.
- Droop, G.T.R., Lombardo, B. & Pognante, U., 1990. Formation and distribution of eclogite-facies rocks in the Alps, in *Eclogite-facies Rocks*, pp. 225–259, ed. Carswell, D.A., Blackie, Glasgow.
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J.M. & Albarède, F., 1997. The Lu–Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism, *Nature*, **387**, 586–589.
- Ernst, W.G., 1973. Interpretation synthesis of metamorphism in the Alps, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 2053–2078.
- Eva, E. & Solarino, S., 1998. Variations of stress directions in the western Alpine arc, *Geophys. J. Int.*, **135**, 438–448.
- Eva, E., Pastore, S. & Deichmann, N., 1998. Evidence for ongoing extensional deformation in the Western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland, *J. Geodyn.*, **26**(1), 27–43.
- Florineth, D. & Schlüchter, C., 1998. Reconstructing the Last Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps, *Eclogae Geol. Helv.*, **91**(3), 391–407.
- Fourniguet, J., 1977. Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements successifs, *Rapport BRGM 77SGN081GEO*, Ed. BRGM, Orléans, France, 1–35.
- Fréchet, J., 1978. Sismicité du sud-est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique, *Thèse de doctorat d'Etat*, Université des Sciences Technologiques et Médicales, Grenoble.
- Fry, M., 1989. Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps, in *Alpine Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 45, pp. 83–109, eds Coward, M., Dietrich, D. & Park, R., The Geological Society, London.
- Fügensschuh, B., Loprieno, A., Ceriani, S. & Schmid, S., 1999. Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences, *Int. J. Earth Sci.*, **88**, 201–218.
- Gephart, J.W., 1990. FMSI: a Fortran program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor, *Comput. Geosci.*, **16**(7), 953–989.
- Gidon, M., 1974. L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire?, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **278**, 21–24.



- Goffé, B. & Chopin, C., 1986. High pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences, *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **66**, 41–52.
- Golke, M. & Coblenz, D., 1996. Origins of the European regional stress field, *Tectonophysics*, **266**(1–4), 11–24.
- Gratier, J.P., Ménard, G. & Arpin, R., 1989. Strain-displacement compatibility and rotation of the Chaînes Subalpine of the western Alps, in *Alpine Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 45, pp. 65–81, eds Coward, M., Dietrich, D. & Park, R.G., The Geological Society, London.
- Gubler, E., Kahle, H.G., Klingele, E., Mueller, S. & Olivier, R., 1981. Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation, *Tectonophysics*, **71**(1–4), 125–152.
- Gudmundsson, G.H., 1994. An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland by the Würm Alpine deglaciation, *Eclogae Geol. Helv.*, **87**(2), 545–557.
- Isler, A., 1985. *Literatur Zusammenstellung zur Neotektonik/Une Collection Exhaustive de tous les Indices Néotectoniques de Toute la Suisse*, NAGRA International Report 187, NAGRA, Wettingen.
- Jäckli, H., 1962. Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum, *Eclogae Geol. Helv.*, **55**(2), 285–294.
- Jäckli, H., 1970. Die Schweiz zur letzten Eiszeit, Karte 1:550000, *Atlas der Schweiz*, Blatt 6, Office Fédéral de Topographie, Wabern.
- Kastrup, U., Zoback, M.L., Deichmann, N., Evans, K. & Giardini, D., 2004. Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions, *J. geophys. Res.*, **109**(B01402), doi:10.1029/2003JB002550.
- Kissling, E., 1993. Deep structure of the Alps: what do we really know?, *Phys. Earth planet. Inter.*, **79**, 87–112.
- Kreemer, C. & Holt, W.E., 2001. A no-net-rotation model of present day surface motion, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4407–4410.
- Larroque, J.M., Etchecopar, A. & Philip, H., 1987. Evidence for the permutation of stresses  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  in the Alpine foreland: the example of the Rhine graben, *Tectonophysics*, **144**, 315–322.
- Laubscher, H., 1987. Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz, *Eclogae Geol. Helv.*, **80**(2), 287–303.
- Laubscher, H., 1991. The arc of the Western Alps today, *Eclogae Geol. Helv.*, **84**(3), 631–659.
- Madeddu, B., Béthoux, N. & Stephan, J.-F., 1996. Champ de contrainte post-pliocène et déformations récentes dans les Alpes sud-occidentales, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **167**(6), 197–810.
- Mancktelow, N.S., 1992. Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland), *Tectonophysics*, **215**, 295–317.
- Masson, F., Verdun, J., Bayer, R. & Debeglia, N., 1999. Une nouvelle carte gravimétrique des Alpes occidentales et ses conséquences structurales et tectoniques, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **329**, 865–871.
- Maurer, H., Burkhard, M., Deichmann, N. & Green, G., 1997. Active tectonism in the central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley, *TerraNova*, **9**, 91–94.
- Ménard, G., 1988. Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales, *Thèse de doctorat d'état*, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Michael, A.J., 1987. Use of focal mechanisms to determine stress; a control study, *J. geophys. Res.*, **92**(B1), 357–368.
- Montone, P., Amato, A. & Pondrelli, S., 1999. Active stress map of Italy, *J. geophys. Res.*, **104**(B11), 25 595–25 610.
- Mugnier, J.-L. & Ménard, G., 1986. Le développement du bassin molassique suisse et l'évolution des Alpes externes: un modèle cinématique, *Bull. Centre de Recherche et d'Exploration-Production d'Elf Aquitaine Pau*, **10**, 167–180.
- Muller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. & Ljunggren, C., 1992. Regional patterns of tectonic stress in Europe, *J. geophys. Res.*, **97**(B8), 11 783–11 803.
- Muller, B., Wehrle, V., Zeyen, H. & Fuchs, K., 1997. Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees, *Tectonophysics*, **275**(1–3), 199–219.
- Nicolas, M., Sautoire, J.-P. & Delpéch, P.-Y., 1990. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe, *Tectonophysics*, **179**, 27–53.
- Nocquet, J.-M., 2002. Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale, *Thèse de doctorat*, Université de Nice.
- Oldow, J.S. et al., 2002. Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen, *Geology*, **30**, 779–782.
- Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Béthoux, N. & Fréchet, J., 2001. A three-dimensional crustal structure velocity model of the south-western Alps from local earthquake tomography, *J. geophys. Res.*, **106**, 19 367–19 389.
- Pavoni, N., 1961. Faltung durch horizontal Verschiebung, *Eclogae Geol. Helv.*, **54**, 515–534.
- Pavoni, N., 1980. Crustal stresses inferred from fault-plane solutions of earthquakes and neotectonic deformation in Switzerland, *Rock Mech.*, (Suppl. 9), 63–68.
- Pavoni, N., 1986. Regularities in the pattern of major fault zones of the earth and the origin of arcs, in *Origin of Arcs*, pp. 63–78, ed. Wezel, F.C., Elsevier, Amsterdam.
- Pavoni, N., Maurer, H.R., Roth, P. & Deichmann, N., 1997. Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps, in *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP20*, pp. 241–250, eds Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. & Steck, A., Birkhäuser, Basel.
- Plenefisch, T. & Bonjer, K.P., 1997. The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters, *Tectonophysics*, **275**(1–3), 71–97.
- Pognante, U., 1991. Petrological constraints on the eclogite- and blueschist-facies metamorphism and P–T–t paths in the Western Alps, *J. Metamorphic Geol.*, **9**, 5–17.
- Rebaï, S., Philip, H. & Taboada, A., 1992. Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales, *Geophys. J. Int.*, **110**, 106–140.
- Roth, P., Pavoni, N. & Deichmann, N., 1992. Seismotectonics of the eastern Swiss Alps and evidence for precipitation-induced variations of seismic activity, *Tectonophysics*, **207**, 183–197.
- Rothé, J.P., 1941. Les séismes des Alpes Françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg*, **3**, 1–105.
- Schmid, S.M. & Kissling, E., 2000. The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure, *Tectonics*, **19**(1), 62–85.
- Schönborn, G., 1999. Balancing cross sections with kinematic constraints: the Dolomites (northern Italy), *Tectonics*, **18**(3), 527–545.
- Selverstone, J., Axen, G.J. & Bartley, J.M., 1995. Fluid inclusion constraints on the kinematics of footwall uplift beneath the Brenner-line normal fault, Eastern Alps, *Tectonics*, **14**(2), 264–278.
- Smith, W.H.F. & Wessel, P., 1990. Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, **55**, 293–305.
- Spalla, M.I., Lardeaux, J.M., Dal Piaz, G.V., Gosso, G. & Messiga, B., 1996. Tectonic significance of Alpine eclogites, *J. Geodyn.*, **21**, 257–285.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. & Borel, G., 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps, *Tectonophysics*, **296**(1–2), 159–204.
- Sue, C., 1998. Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes—Approche structurale et sismologique, *Thèse de doctorat*, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Sue, C. & Tricart, P., 2003. Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics, *Tectonics*, **5**, doi: 10.1029/2002TC001426.
- Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J. & Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis, *J. geophys. Res.*, **104**(B11), 25 611–25 622.
- Sue, C., Grasso, J.R., Lahaie, F. & Amitrano, D., 2002. Mechanical behavior of western Alpine structures inferred from statistical analysis of seismicity, *Geophys. Res. Lett.*, **29**(8), 65–69.
- Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **7**, 437–460.
- Thomas, J.C., Claudel, M.E., Collombet, M., Tricart, P., Chauvin, A. & Dumont T., 1999. First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps, *Earth planet. Sci. Lett.*, **171**(4), 561–574.

- Thouvenot, F., 1996. Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogénèses (Atlas, Pyrénées, Oural), *Thèse de doctorat d'Etat*, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyot, F., Guiguet, R. & Jenatton, L., 1990. SIS-MALP: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps, *Cah. Cent. Eur. Geodyn. Seismol.*, **1**, 1–10.
- Vialon, P., Rochette, P. & Ménard, G., 1989. Indentation and rotation in the Alpine arc, in *Alpine Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 45, pp. 329–338, eds Coward, M., Dietrich D. & Park, R., The Geological Society, London.
- Wessel, P. & Smith, W.H., 1991. Free software helps map and display data., *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **72**, 441, 445–446.

- Zoback, M.L., 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project, *J. geophys. Res.*, **97**(B8), 11 703–11 728.
- Zoback, M.L. et al., 1989. Global patterns of tectonics stress, *Nature*, **341**(6240), 291–298.

## APPENDIX A: FOCAL MECHANISMS COMPILED IN THE SYNTHETIC DATABASE

**Table A1.** List and characteristics of focal mechanisms compiled in the synthetic database.

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	AzP	DipP	AzT	DipT	r	Zone	Ref.
1968	6	18	05	27.583	7.9000	45.6700	12.0	4.7	240	56	0	200	24	100	25	25	none	M
1970	12	30	02	20.000	8.2530	44.1380	5.0	4.0	224	52	-25	193	42	93	11	-42	none	E
1971	6	21	07	25.000	5.8000	46.4000	3.0	4.4	99	57	-166	315	32	54	14	-32	none	K
1975	1	8	09	12.000	5.7800	46.8000	5.0	3.7	242	70	169	108	7	200	22	22	none	K
1979	4	16	12	27.183	5.1900	44.6700	17.0	4.3	012	60	180	233	22	330	20	-22	none	M
1984	2	19	21	14.628	5.5400	43.4200	8.0	4.3	226	44	-27	204	47	095	17	-47	none	B
1984	4	17	08	53.662	5.1200	44.9700	5.0	4.4	025	90	164	072	14	338	14	14	none	N
1984	4	19	20	41.312	5.1400	44.9800	5.0	4.2	018	84	152	068	15	331	24	24	none	N
1984	12	29	11	2.602	6.5400	48.1100	10.0	4.8	00	89	11	135	07	226	08	08	none	N
1985	11	5	21	35.593	5.6000	47.6500	12.0	3.4	013	63	21	324	05	231	33	33	none	N
1986	2	25	17	10.665	4.7200	43.9500	5.0	3.6	203	43	-78	212	82	105	03	-82	none	B
1987	2	5	9	59.630	4.5600	43.6600	5.0	3.5	356	72	-113	236	57	104	24	-57	none	B
1988	8	5	22	1.554	6.4690	43.7877	5.0	3.6	270	70	-9	228	20	135	08	-20	none	B
1989	4	30	03	38.000	6.7150	47.2820	19.0	2.9	115	61	-156	332	36	66	5	-36	none	K
1992	1	28	21	35.090	5.1043	43.1460	0.5	3.4	250	36	122	137	13	260	67	67	none	B
1996	3	25	4	27.544	4.7263	43.9135	6.0	3.1	190	57	-29	157	42	062	05	-42	none	B
1996	9	26	11	5.672	6.3683	44.8775	6.7	1.5	5	70	-170	227	21	320	7	-21	none	S
1996	10	7	12	26.465	5.7845	43.8335	3.0	2.9	094	67	169	319	09	053	23	23	none	B
1996	11	24	0	27.135	7.6783	44.4450	3.0	3.5	212	27	-45	226	59	089	23	-59	none	B
1997	2	8	19	18.713	5.6228	43.6370	9.0	2.9	050	73	11	004	05	273	19	19	none	B
1998	2	9	14	16.939	4.8913	43.9055	6.0	3.1	024	73	-102	277	60	123	27	-60	none	B
1993	7	21	01	59.272	6.6577	45.5092	3.8	2.4	25	30	-90	115	75	295	15	-75	b1	S
1993	11	22	03	28.905	6.9702	45.5955	6.6	1.8	40	35	-120	205	69	331	13	-69	b1	S
1994	8	1	21	39.438	6.3238	45.1963	1.1	2.1	45	65	-100	295	68	142	19	-68	b1	S
1995	4	21	18	19.517	7.0707	45.7275	13.7	2.1	45	20	-50	75	58	284	29	-58	b1	S
1996	3	31	05	43.134	6.5952	45.3927	8.1	1.2	60	50	-70	35	74	136	3	-74	b1	S
1996	8	1	00	13.047	6.2992	45.2673	2.4	1.7	80	65	-150	299	38	208	1	-38	b1	S
1996	10	25	08	37.133	6.5337	45.3083	7.6	2.0	335	50	-100	192	81	72	5	-81	b1	S
1996	10	28	07	35.518	6.5400	45.2713	8.0	0.8	70	65	-90	340	70	160	20	-70	b1	S
1996	11	5	03	32.343	6.5250	45.2627	8.0	1.2	60	45	-80	56	83	323	0	-83	b1	S
1997	2	19	05	12.897	6.5640	45.2970	6.9	1.5	15	55	-90	285	80	105	10	-80	b1	S
1997	5	15	00	24.064	6.6755	45.2127	9.4	3.1	35	30	-10	15	42	248	33	-42	b1	S
1997	7	14	02	57.936	7.1692	45.8192	14.1	2.2	90	55	-40	60	51	327	2	-51	b1	S
1989	12	13	08	8.227	6.7153	44.7882	9.8	2.3	5	30	-80	69	74	268	15	-74	b2	S
1991	2	11	15	43.713	6.7383	44.8648	6.0	3.8	45	65	-10	5	24	270	11	-24	b2	S
1991	2	13	15	49.650	6.7500	44.8683	3.9	3.0	45	75	-30	1	32	97	9	-32	b2	S
1991	2	13	12	54.704	6.7500	44.8683	5.6	2.8	135	45	-160	341	42	90	19	-42	b2	S
1991	8	12	22	56.152	6.7662	44.8027	2.7	2.2	0	35	-90	90	80	270	10	-80	b2	S
1993	7	10	20	3.983	6.6205	44.8940	2.8	2.2	65	35	-40	61	57	300	19	-57	b2	S
1993	10	30	05	45.205	6.6297	44.7973	5.6	1.2	170	55	-70	131	72	246	8	-72	b2	S
1993	11	10	19	13.288	6.6237	44.7517	8.5	1.4	140	45	-90	301	90	50	0	-90	b2	S
1993	12	14	03	7.120	6.5423	45.0383	7.1	1.9	10	25	-70	61	67	265	21	-67	b2	S
1994	6	18	04	59.971	6.6363	44.8657	9.2	1.2	160	45	-80	156	83	63	0	-83	b2	S
1994	9	17	11	46.998	6.5268	45.0343	8.7	1.5	135	35	-100	262	78	52	10	-78	b2	S
1995	11	22	11	12.878	6.5442	45.0430	8.4	2.1	40	30	-30	36	52	267	26	-52	b2	S
1996	2	18	04	16.551	6.7555	44.7540	9.6	3.3	0	40	-100	147	82	277	5	-82	b2	S
1997	2	21	20	1.752	6.6488	44.8143	9.9	1.9	125	50	-80	88	81	208	5	-81	b2	S
1997	2	21	19	51.549	6.6405	44.8085	8.1	1.8	25	20	-80	98	65	287	25	-65	b2	S
1997	7	19	01	25.708	6.5427	45.0278	9.8	2.0	10	35	-60	25	69	259	13	-69	b2	S
1997	8	3	10	26.424	6.6223	44.9027	7.5	1.8	45	20	-40	64	55	276	31	-55	b2	S
1997	8	30	06	56.607	6.6638	44.7303	8.8	2.2	45	70	-70	344	60	120	22	-60	b2	S
1997	9	13	17	59.648	6.7688	44.7572	8.8	2.6	305	40	-150	142	50	255	18	-50	b2	S

**Table A1.** (*Continued.*)

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	AzP	DipP	AzT	DipT	<i>r</i>	Zone	Ref.
1959	4	5	10	48.000	6.7800	44.5300	0.0	5.3	170	72	−142	34	39	295	11	−39	b3N	E
1977	9	16	18	27.000	6.7848	44.6242	3.1	2.5	6	29	−90	96	74	276	16	−74	b3N	E
1988	3	26	12	17.172	6.6862	44.4912	7.0	3.7	008	56	−123	222	63	121	06	−63	b3N	B
1991	2	7	00	46.907	6.8902	44.4245	9.7	2.3	345	70	−140	208	42	108	11	−42	b3N	S
1991	4	23	05	52.637	6.7173	44.4677	9.8	1.7	95	45	−30	73	49	326	14	−49	b3N	S
1991	11	27	12	18.425	6.8618	44.5240	9.1	1.6	355	50	−110	200	74	99	3	−74	b3N	S
1992	4	11	06	56.862	6.7043	44.4658	9.4	1.6	60	50	−50	37	60	303	2	−60	b3N	S
1993	10	21	15	30.287	6.8777	44.4002	10.6	1.9	60	55	−20	26	37	287	12	−37	b3N	S
1994	2	11	11	35.378	6.9125	44.3682	6.8	1.5	355	45	−110	182	76	279	2	−76	b3N	S
1994	6	22	23	8.599	6.9138	44.5498	11.2	1.8	70	85	−10	25	11	116	3	−11	b3N	S
1994	9	16	17	58.180	6.8715	44.6440	6.1	2.1	160	50	−70	135	74	236	3	−74	b3N	S
1994	9	24	04	18.298	6.8770	44.5363	3.6	2.5	5	70	−110	246	60	110	22	−60	b3N	S
1995	9	11	22	55.888	6.7847	44.6850	5.0	1.9	180	60	−40	145	48	237	2	−48	b3N	S
1995	10	8	06	7.783	6.8955	44.5137	4.8	2.1	10	75	−90	280	60	100	30	−60	b3N	S
1995	10	13	22	7.705	6.8488	44.5113	6.1	2.9	340	70	−140	203	42	103	11	−42	b3N	S
1995	11	17	00	48.739	6.6838	44.5148	8.3	1.8	95	40	−70	108	76	351	7	−76	b3N	S
1995	12	29	02	20.878	6.7205	44.5083	7.9	1.2	95	65	−40	55	45	152	6	−45	b3N	S
1996	6	10	09	2.932	6.8770	44.5338	5.4	1.8	155	65	−90	65	70	245	20	−70	b3N	S
1996	9	9	08	13.402	6.8858	44.4990	10.2	1.0	335	75	−150	199	32	103	9	−32	b3N	S
1996	9	12	08	46.391	6.8262	44.5532	8.8	1.6	345	65	−130	207	52	103	11	−52	b3N	S
1996	12	15	03	56.178	6.8357	44.5383	8.1	1.2	260	80	0	215	7	125	7	7	b3N	S
1996	12	30	11	22.634	6.7030	44.6308	5.4	1.6	80	55	−20	46	37	307	12	−37	b3N	S
1977	9	23	02	41.000	6.8660	44.5327	2.0	2.5	0	22	−57	36	61	245	26	−61	b3S	E
1978	9	30	09	41.000	6.8577	44.5108	7.7	2.5	167	70	−117	293	57	57	20	−57	b3S	E
1980	10	10	21	42.868	7.0700	44.4100	5.0	4.2	128	80	52	9	25	254	42	42	b3S	E
1993	3	22	04	27.046	6.9057	44.4692	8.5	1.6	95	65	150	147	1	56	38	38	b3S	S
1993	6	15	15	0.363	6.8567	44.5213	7.4	1.6	155	70	−90	65	65	245	25	−65	b3S	S
1995	10	18	02	13.158	6.8883	44.5092	4.3	2.1	135	55	−110	354	72	239	8	−72	b3S	S
1996	1	22	16	41.756	6.7720	44.4610	5.4	2.0	5	45	−40	347	55	242	10	−55	b3S	S
1996	8	22	16	14.833	6.9133	44.4677	4.7	1.3	30	70	20	342	1	251	28	28	b3S	S
1996	9	3	01	40.645	6.6710	44.5333	5.4		115	40	−90	205	85	25	5	−85	b3S	S
1996	9	8	17	46.488	6.8625	44.3875	7.8	1.4	150	30	−110	287	71	75	16	−71	b3S	S
1996	10	25	06	13.180	6.8427	44.5120	8.1	1.1	155	35	−60	170	69	44	13	−69	b3S	S
1997	3	1	11	23.335	6.9903	44.4217	10.2	1.7	115	45	−130	309	62	52	7	−62	b3S	S
1997	5	14	17	23.018	7.0803	44.4775	9.1	2.0	200	85	30	330	17	68	24	24	b3S	S
1980	7	15	12	54.000	7.4850	47.6740	10.0	3.7	117	46	−132	314	60	55	6	−60	balN	K
1980	7	15	12	17.000	7.4750	47.6730	12.0	4.7	125	80	174	350	3	81	11	11	balN	K
1980	7	16	15	0.000	7.4810	47.6710	13.0	3.8	201	42	64	129	6	21	72	72	balN	K
1982	10	4	04	6.000	7.8520	47.6740	23.0	2.9	36	74	−6	353	15	261	7	−15	balN	K
1984	6	16	06	43.000	7.8000	47.7500	9.0	2.7	295	41	−118	113	70	225	8	−70	balN	K
1985	2	28	21	33.000	7.4130	47.6500	10.0	3.4	292	49	−169	145	34	250	21	−34	balN	K
1985	9	15	18	18.000	7.7330	47.9540	14.0	2.0	180	44	−33	160	51	52	14	−51	balN	K
1986	1	20	03	48.000	7.7260	47.9450	12.0	1.4	200	40	−48	193	62	81	12	−62	balN	K
1986	10	7	22	23.000	7.9540	47.8600	18.0	2.1	297	42	−114	116	74	224	5	−74	balN	K
1987	7	18	08	59.000	7.4760	47.6730	12.0	2.8	299	80	177	164	5	255	9	9	balN	K
1987	11	21	14	1.000	7.4760	47.6790	12.0	2.8	209	38	64	138	9	18	72	72	balN	K
1988	3	23	21	11.000	7.4740	47.6750	11.0	1.6	7	30	−13	350	44	222	33	−44	balN	K
1988	8	26	00	30.000	7.6880	47.8040	19.0	3.3	307	30	−118	97	67	237	18	−67	balN	K
1988	8	28	20	45.000	7.6940	47.8030	20.0	1.5	296	33	−134	111	61	237	19	−61	balN	K
1988	10	18	11	19.000	7.6480	47.7380	12.0	2.0	272	73	170	138	5	229	19	19	balN	K
1988	11	20	20	43.000	7.5480	47.7300	17.0	1.9	263	68	−177	125	17	220	13	−17	balN	K
1989	3	18	14	26.000	7.6980	47.9090	14.0	3.0	184	27	7	154	36	23	42	42	balN	K
1989	8	12	14	19.000	7.7260	47.7670	19.0	2.7	275	35	−120	80	69	206	13	−69	balN	K
1990	5	11	06	29.000	7.9240	47.8080	20.0	2.0	58	14	56	356	33	193	56	56	balN	K
1990	6	20	10	59.000	7.7130	47.8480	17.0	2.0	31	35	145	263	20	24	54	54	balN	K
1990	7	31	19	13.000	7.7700	47.6590	19.0	2.0	318	21	−109	80	64	243	25	−64	balN	K
1990	12	11	09	10.000	7.9410	47.8530	13.0	1.5	92	35	−132	269	62	32	16	−62	balN	K
1991	1	1	07	29.000	7.6540	47.8360	12.0	2.0	68	63	−176	288	21	25	16	−21	balN	K
1991	5	20	00	13.000	7.8230	47.6640	17.0	1.5	105	73	−170	328	19	59	5	−19	balN	K
1991	8	25	00	6.000	7.3300	47.6380	12.0	2.0	292	76	−172	155	16	247	4	−16	balN	K
1991	11	12	19	10.000	7.4750	47.6790	12.0	1.8	175	59	−22	139	36	44	8	−36	balN	K
1992	12	30	21	34.000	8.3800	47.7100	22.0	4.0	181	71	3	137	11	44	15	15	balN	K
1995	1	10	11	26.000	7.7480	47.7440	14.0	2.7	336	36	−108	126	75	259	10	−75	balN	K
1978	8	13	04	2.000	7.6900	47.2900	24.0	3.4	121	66	−168	341	25	75	8	−25	balS	K
1982	3	25	18	45.000	7.6010	47.4870	7.0	2.5	110	79	−172	334	13	64	2	−13	balS	K



**Table A1.** (Continued.)

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	AzP	DipP	AzT	DipT	r	Zone	Ref.
1982	9	3	19	12.000	7.9000	47.4200	11.0	2.5	97	70	−175	319	18	53	10	−18	balS	K
1984	4	10	16	50.000	7.5650	47.4320	22.0	2.6	300	62	−176	160	22	257	17	−22	balS	K
1984	4	12	00	50.000	7.7480	47.4350	21.0	2.5	162	42	−30	143	49	32	17	−49	balS	K
1986	11	1	04	1.000	7.7700	47.5650	19.0	1.2	296	81	−174	160	11	251	2	−11	balS	K
1987	1	8	19	24.000	7.6050	47.2550	6.0	2.6	298	62	−174	158	23	255	16	−23	balS	K
1987	4	11	03	14.000	7.8700	47.4280	7.0	3.4	190	76	−11	146	18	56	2	−18	balS	K
1987	12	11	02	25.000	7.1610	47.3130	9.0	3.7	274	70	168	140	6	232	22	22	balS	K
1987	12	16	09	36.000	7.6750	47.5210	9.0	2.7	6	86	36	134	21	236	28	28	balS	K
1987	12	31	15	16.000	7.6760	47.5180	12.0	1.1	53	40	14	13	26	258	41	41	balS	K
1988	4	16	14	5.000	7.8890	47.4360	9.0	1.9	310	63	−108	187	67	53	16	−67	balS	K
1988	5	11	11	12.000	7.6770	47.5150	10.0	1.5	199	75	−16	156	22	66	0	−22	balS	K
1988	10	27	20	52.000	7.7410	47.5000	12.0	1.6	275	77	−177	139	11	230	7	−11	balS	K
1989	5	5	17	44.000	7.6090	47.5590	10.0	2.2	312	79	−170	176	15	266	1	−15	balS	K
1990	6	16	22	41.000	7.6190	47.5760	18.0	2.0	293	80	177	158	5	249	9	9	balS	K
1990	7	25	14	38.000	7.6720	47.5160	10.0	2.0	180	86	−32	131	25	231	19	−25	balS	K
1990	8	16	18	39.000	7.5990	47.5230	11.0	2.1	282	61	−167	140	29	237	12	−29	balS	K
1990	11	8	19	38.000	7.6980	47.5240	11.0	2.0	282	50	−141	127	53	225	6	−53	balS	K
1990	11	28	01	38.000	7.8300	47.5390	18.0	2.0	319	48	−130	159	61	256	4	−61	balS	K
1991	6	4	17	17.000	7.6140	47.5520	7.0	1.7	360	56	24	311	9	213	39	39	balS	K
1991	11	5	09	13.000	7.6920	47.5990	17.0	1.8	334	43	−122	160	68	266	7	−68	balS	K
1992	3	25	05	33.000	7.6330	47.5150	8.0	2.6	278	65	−160	137	31	230	5	−31	balS	K
1996	4	24	09	36.000	7.6070	47.5650	12.0	2.7	292	55	174	153	20	254	28	28	balS	K
1996	6	15	01	5.000	7.6420	47.6020	21.0	2.4	314	73	165	180	2	271	23	23	balS	K
1996	12	15	04	49.000	7.8860	47.3410	20.0	3.0	313	50	−141	158	53	256	6	−53	balS	K
1997	2	21	05	4.000	7.8750	47.4220	8.0	1.8	316	55	−114	171	69	63	7	−69	balS	K
1997	9	2	00	30.000	7.8610	47.6060	23.0	2.6	128	53	−90	38	82	218	8	−82	balS	K
1999	7	13	20	47.000	7.6960	47.5140	19.0	2.7	215	70	−5	173	17	79	11	−17	balS	K
2000	6	20	06	19.000	7.7870	47.4710	18.0	2.9	111	35	−118	273	70	41	13	−70	balS	K
2000	11	13	16	31.000	7.5600	47.2250	10.0	3.4	90	75	−178	313	12	45	9	−12	balS	K
1975	5	29	00	32.000	6.0200	46.0400	0.0	4.2	242	70	174	106	10	200	18	18	bel	K
1980	12	2	05	58.000	6.2800	45.8300	1.0	4.3	302	76	−4	258	13	167	7	−13	bel	K
1982	11	8	13	2.000	6.2700	46.1500	4.0	3.8	97	62	−167	316	28	52	12	−28	bel	K
1983	11	16	00	27.000	5.9600	46.0300	4.0	2.6	349	90	0	304	0	34	0	0	bel	K
1994	12	14	08	56.000	6.4250	45.9580	10.0	5.1	332	44	29	282	15	173	49	49	bel	K
1996	7	15	00	13.000	6.0880	45.9380	2.0	5.3	316	70	−11	274	22	181	7	−22	bel	K
1994	12	14	08	55.983	6.4090	45.9570	7.0	5.1	220	70	130	281	16	173	49	49	bel	T
1995	4	25	13	2.967	5.9660	45.8450	4.0	2.1	220	85	−169	264	11	354	4	−11	bel	T
1995	9	4	21	1.667	6.1820	45.7000	3.0	2.8	225	70	160	93	1	183	28	28	bel	T
1995	9	4	17	2.900	6.1990	45.7000	11.0	2.9	225	75	160	93	3	181	25	25	bel	T
1995	8	28	12	42.500	6.1190	45.5460	6.0	2.3	25	45	60	315	4	215	69	69	bel	T
1995	12	24	04	5.100	6.0670	45.4760	4.0	1.8	15	45	60	305	4	205	69	69	bel	T
1994	2	4	22	19.783	6.0630	45.3890	7.0	2.0	212	80	164	259	4	168	18	18	bel	T
1995	9	8	16	46.950	5.8990	45.2010	7.0	2.5	45	75	−156	268	18	359	4	−18	bel	T
1994	7	25	00	18.950	5.8850	45.1780	2.0	1.8	215	75	160	263	3	171	25	25	bel	T
1992	3	9	01	54.567	5.8720	45.1540	6.0	2.3	25	70	160	253	1	343	28	28	bel	T
1968	8	19	00	36.683	6.7900	46.3100	9.0	4.8	150	60	−71	098	70	231	09	−70	cham	M
1985	5	25	10	39.951	6.9130	45.9990	4.0	3.0	75	75	81	136	20	25	45	45	cham	E
1986	1	17	07	5.510	6.8952	45.9878	3.0	3.4	50	20	−40	211	55	359	31	−55	cham	E
1988	6	11	22	44.000	6.8860	45.8610	8.0	3.4	34	50	−174	249	31	354	23	−31	cham	K
1988	8	4	10	35.980	6.8978	45.9948	3.0	2.4	40	45	−130	234	62	337	7	−62	cham	E
1999	12	29	09	29.000	6.9230	46.1290	4.0	3.3	111	34	−105	249	76	32	11	−76	cham	K
1986	1	17	20	27.317	6.3960	44.2290	6.0	3.6	010	43	−73	013	78	268	03	−78	diE	B
1986	3	23	13	59.398	6.4400	44.2800	7.0	3.7	140	40	−155	339	47	093	20	−47	diE	B
1987	5	9	6	0.283	6.8650	44.1640	6.0	3.4	050	47	−28	025	47	280	14	−47	diE	B
1990	5	7	14	20.862	6.7480	44.3400	5.0	2.9	255	58	−9	217	28	118	16	−28	diE	B
1990	6	29	8	55.000	6.3420	44.1900	6.0	2.8	018	64	−22	340	33	247	04	−33	diE	B
1992	1	2	02	12.431	6.4352	44.4127	8.3	2.3	50	55	−30	18	44	282	7	−44	diE	S
1992	4	19	22	24.888	6.2155	44.2607	5.0	3.0	121	54	−62	089	67	192	05	−67	diE	B
1992	7	31	20	14.458	6.3883	44.4722	0.5	3.0	035	39	−51	033	64	278	12	−64	diE	B
1994	6	27	17	48.804	6.4328	44.4330	7.2	2.7	165	15	−40	190	53	34	34	−53	diE	S
1994	11	28	08	28.238	6.6562	44.3372	9.2	1.8	15	60	−40	340	48	72	2	−48	diE	S
1996	4	18	05	39.741	6.8903	44.2473	10.0	1.4	5	35	−60	20	69	254	13	−69	diE	S
1996	8	9	17	31.270	6.4180	44.3878	5.9	1.7	350	80	−170	214	14	304	0	−14	diE	S
1996	8	9	18	40.889	6.4025	44.3827	8.7	2.2	345	50	−130	188	60	282	2	−60	diE	S
1996	10	7	02	13.415	6.8093	44.2190	7.9	2.2	175	50	−110	20	74	279	3	−74	diE	S

770 *B. Delacou et al.*

Table A1. (Continued.)

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	AzP	DipP	AzT	DipT	<i>r</i>	Zone	Ref.
1996	10	26	16	21.972	6.8013	44.2067	3.4	1.9	25	70	−60	333	55	93	19	−55	diE	S
1996	12	1	11	23.484	6.7923	44.2078	4.7	1.4	15	75	−20	332	25	63	3	−25	diE	S
1997	10	3	15	3.591	6.4440	44.3303	0.5	3.8	037	52	−27	007	43	267	11	−43	diE	B
1997	10	22	04	51.145	6.5215	44.4098	9.1	2.1	20	20	−140	181	55	329	31	−55	diE	S
1969	11	22	07	49.250	6.8060	44.2550	7.0	3.6	166	60	127	231	08	128	58	58	diW	B
1972	6	19	4	9.850	6.3330	44.3600	2.0	3.8	199	60	153	070	05	163	39	39	diW	B
1980	3	15	8	0.798	6.3528	44.2248	5.0	3.8	147	45	124	034	05	135	67	67	diW	B
1983	3	20	16	1.518	6.4500	44.3800	6.0	3.9	010	40	114	263	07	018	73	73	diW	B
1983	12	22	18	12.350	6.7280	44.2750	6.0	3.5	356	57	155	226	08	322	39	39	diW	B
1984	6	19	11	40.618	6.1600	43.9900	10.0	4.1	278	44	109	175	02	276	77	77	diW	B
1984	6	30	19	34.097	6.1300	44.0000	6.0	3.8	300	55	129	003	02	269	59	59	diW	B
1987	5	9	6	0.279	6.8377	44.2050	0.5	3.4	316	43	133	197	10	304	60	60	diW	B
1987	6	28	2	12.881	6.1410	44.1668	1.0	4.0	125	53	118	194	04	095	68	68	diW	B
1989	2	12	3	52.062	6.4930	44.1900	9.0	3.8	302	60	119	012	10	261	63	63	diW	B
1990	6	29	1	19.000	6.3840	44.1670	6.0	3.1	309	86	166	355	07	264	13	13	diW	B
1990	11	9	10	59.043	6.5980	43.9300	2.0	3.3	152	58	55	266	07	008	60	60	diW	B
1993	4	14	10	32.113	6.2272	44.2285	3.0	3.2	134	34	79	052	11	260	77	77	diW	B
1993	5	5	04	34.020	6.8372	44.2683	10.4	1.2	115	25	110	10	21	166	67	67	diW	S
1994	4	15	02	58.218	6.7310	44.2833	6.3	1.8	150	75	−70	85	34	224	63	63	diW	S
1994	11	13	00	36.083	6.4608	44.3180	7.1	1.4	100	70	100	182	24	26	64	64	diW	S
1994	11	24	21	17.590	6.4443	43.8198	1.5	3.5	077	49	77	176	03	285	80	80	diW	B
1996	4	18	05	31.680	6.8898	44.2552	9.7	2.8	65	90	0	20	0	110	0	0	diW	S
1997	10	31	04	23.711	6.5467	44.2710	5.4	4.0	60	60	50	177	7	277	55	55	diW	S
1997	11	6	12	39.799	6.5185	44.4105	8.6	3.1	95	75	30	223	9	319	32	32	diW	S
1998	5	6	12	2.437	6.0858	44.1605	4.0	3.2	166	80	142	221	18	118	34	34	diW	B
1985	9	29	23	36.000	8.3080	46.9220	1.0	2.5	39	26	122	285	22	70	64	64	hel	K
1985	12	21	17	19.000	8.3110	46.8800	2.0	2.9	320	46	−63	307	71	211	2	−71	hel	K
1987	7	26	10	56.000	9.1210	46.8900	1.0	2.4	90	72	144	145	10	47	38	38	hel	K
1987	10	28	23	49.000	9.1960	47.0780	7.0	4.2	178	70	13	132	5	40	23	23	hel	K
1987	11	1	10	16.000	9.6170	47.2250	1.0	2.6	295	78	−169	159	16	249	1	−16	hel	K
1989	4	2	06	58.000	9.1110	47.1440	8.0	3.2	31	43	87	303	2	168	87	87	hel	K
1989	11	19	21	20.000	8.4160	46.8450	6.0	2.4	196	45	8	157	25	47	35	35	hel	K
1990	11	22	15	51.000	8.9990	46.8900	5.0	3.6	341	60	6	298	17	200	24	24	hel	K
1994	8	28	06	4.000	8.7770	46.8750	4.0	3.9	68	56	156	297	9	34	39	39	hel	K
1995	11	16	05	57.000	8.7980	47.0570	4.0	3.8	16	45	0	341	30	231	30	30	hel	K
1996	12	7	05	34.000	8.4250	46.9130	2.0	2.5	172	74	36	297	11	36	37	37	hel	K
1998	4	21	02	30.000	9.3380	47.1400	10.0	3.6	209	78	6	164	4	73	13	13	hel	K
2000	2	23	04	7.000	9.4990	47.0520	7.0	3.6	183	56	18	137	12	38	35	35	hel	K
2000	3	4	15	43.000	9.4700	47.2500	3.0	3.6	235	20	90	145	25	325	65	65	hel	K
2000	6	3	15	14.000	10.1150	47.2140	3.0	3.8	23	57	−12	347	31	247	15	−31	hel	K
2000	6	10	05	51.000	10.1160	47.2120	3.0	3.6	19	53	−13	345	33	243	18	−33	hel	K
2000	8	17	07	14.000	8.4800	46.9540	10.0	3.0	280	80	172	145	1	235	13	13	hel	K
1963	7	19	5	46.067	8.0390	43.3360	14.0	6.0	356	53	60	107	04	205	66	66	lig	B
1963	7	27	5	57.000	8.1300	43.5600	14.0	4.8	000	80	31	129	13	226	28	28	lig	B
1971	9	25	10	34.000	8.7300	44.1170	5.0	4.2	150	75	−11	107	18	016	04	−18	lig	B
1981	1	5	8	10.000	8.0000	43.1410	10.0	3.6	020	50	90	110	05	290	85	85	lig	B
1981	4	22	4	26.350	8.0650	43.3490	9.0	4.5	240	68	0	103	15	197	15	15	lig	B
1985	10	4	15	22.183	7.9160	43.6100	14.0	3.9	210	45	108	107	01	204	77	77	lig	B
1985	10	4	13	17.358	7.9800	43.5700	10.0	4.0	132	66	17	085	06	352	28	28	lig	B
1985	10	5	15	58.667	7.9160	43.5930	11.0	3.1	040	77	159	088	05	356	24	24	lig	B
1986	5	1	00	28.030	7.4400	43.4400	5.0	3.8	115	78	166	341	00	007	17	17	lig	B
1986	10	29	08	13.567	8.2100	43.8210	10.0	3.0	204	84	−9	159	11	250	02	−11	lig	B
1989	12	26	19	59.983	7.5610	43.4830	4.0	4.5	015	60	70	119	13	244	68	68	lig	B
1990	4	15	7	50.600	7.7740	43.5740	5.0	4.3	025	70	42	148	12	259	43	43	lig	B
1990	9	8	8	31.382	7.3800	43.8400	11.0	2.7	060	40	132	301	12	053	61	61	lig	B
1991	2	19	15	33.000	7.6580	44.0430	7.0	3.0	215	40	55	149	10	036	66	66	lig	B
1991	2	25	11	30.197	7.6600	44.0480	4.0	3.3	215	40	53	151	10	038	64	64	lig	B
1991	6	28	23	48.800	7.4900	43.6700	5.0	2.9	092	62	108	169	15	038	68	68	lig	B
1992	9	21	12	37.067	8.3278	43.2445	20.0	3.0	000	50	80	097	05	217	81	81	lig	B
1993	7	17	11	8.387	8.2623	44.2273	9.0	3.7	085	70	−171	307	21	040	07	−21	lig	B
1993	7	17	10	35.010	8.2525	44.2215	7.8	4.5	165	65	10	120	11	25	24	24	lig	E
1995	4	21	8	2.958	7.5563	43.8155	4.0	4.3	030	80	39	155	19	259	35	35	lig	B
1996	11	25	19	47.387	8.5465	44.1390	3.0	3.8	335	40	40	278	14	165	58	58	lig	B
1983	1	22	12	41.950	7.1500	45.1900	5.0	4.1	192	51	−154	041	43	142	12	−43	pieN	N
1984	1	12	08	24.773	7.3500	44.6600	10.0	3.6	5	20	166	215	37	358	46	46	pieN	E

**Table A1.** (Continued.)

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	AzP	DipP	AzT	DipT	r	Zone	Ref.
1989	10	30	11	24.095	7.2332	44.6117	9.8	3.0	135	60	-110	4	68	239	13	-68	pieN	S
1989	12	2	08	56.516	7.2277	44.7180	13.6	1.8	120	55	-110	339	72	224	8	-72	pieN	S
1990	1	20	19	25.324	7.1308	45.1347	1.6	2.5	315	90	-140	188	27	82	27	27	pieN	S
1991	7	29	08	46.278	7.2153	44.8510	8.8	1.6	45	25	-60	81	64	293	22	-64	pieN	S
1994	2	9	08	33.383	7.3450	45.0583	15.2	1.8	90	50	-20	60	40	316	16	-40	pieN	S
1995	4	24	00	39.664	7.1958	44.6608	11.4	1.8	10	70	-110	251	60	115	22	-60	pieN	S
1996	10	22	03	39.881	7.0303	44.9755	9.0	0.8	20	60	-110	249	68	124	13	-68	pieN	S
1996	11	3	19	4.203	7.1930	44.6665	10.8	1.1	350	70	-120	222	55	102	19	-55	pieN	S
1996	11	23	10	49.445	7.1927	44.6645	9.4	1.5	170	30	-70	213	71	65	16	-71	pieN	S
1996	12	11	17	50.689	7.2620	44.8483	16.5	1.5	85	45	-60	74	69	334	4	-69	pieN	S
1996	12	16	05	22.622	7.3020	45.0470	16.2	1.4	40	50	-140	245	53	343	6	-53	pieN	S
1971	2	1	12	26.103	7.2600	44.4300	2.0	4.3	150	55	-133	120	56	211	1	-56	pieS	E
1981	1	4	04	9.000	7.3410	44.3280	5.0	3.5	135	70	-50	88	49	197	15	-49	pieS	E
1986	1	17	18	48.050	7.3390	44.3510	6.0	3.3	210	33	-50	219	63	092	17	-63	pieS	B
1986	3	11	07	46.630	7.3200	44.4000	5.0	3.6	247	79	-159	203	23	295	7	-23	pieS	E
1986	7	17	07	35.568	7.2600	44.5300	1.0	3.2	225	45	-140	207	55	102	10	-55	pieS	E
1987	6	15	21	27.302	7.3100	44.4100	10.0	3.3	222	35	-138	44	58	166	18	-58	pieS	E
1992	10	27	03	12.527	7.2428	44.5018	8.7	2.9	140	75	-70	205	56	66	27	-56	pieS	E
1992	11	11	00	59.882	7.2640	44.4847	7.6	2.1	170	45	-80	166	83	73	0	-83	pieS	S
1993	2	15	12	15.046	7.2993	44.3350	11.3	1.9	115	40	-100	262	82	32	5	-82	pieS	S
1993	3	15	23	43.491	7.3235	44.3642	12.3	3.4	110	55	-120	323	65	221	6	-65	pieS	S
1993	4	7	16	36.056	7.2132	44.4185	7.3	1.5	130	75	-100	26	59	228	29	-59	pieS	S
1993	4	10	17	54.425	7.2867	44.4310	14.6	1.8	245	60	-30	210	41	117	3	-41	pieS	S
1994	3	5	08	12.031	7.2238	44.4633	11.4	1.4	130	50	-90	40	85	220	5	-85	pieS	S
1994	9	28	12	43.587	7.3003	44.2363	8.3	1.5	130	55	-110	349	72	234	8	-72	pieS	S
1994	12	7	21	45.618	7.1787	44.5308	12.9	1.8	160	40	-70	173	76	56	7	-76	pieS	S
1995	10	7	19	15.023	7.2803	44.3738	12.5	2.1	10	30	-130	176	62	309	20	-62	pieS	S
1995	10	18	12	52.979	7.3502	44.3028	15.6	1.8	120	45	-100	304	83	37	0	-83	pieS	S
1995	11	24	05	50.275	7.2907	44.3800	15.2	1.6	165	30	-80	229	74	68	15	-74	pieS	S
1996	1	26	01	0.837	7.2583	44.5103	11.9	1.7	335	60	-120	196	62	86	10	-62	pieS	S
1996	1	26	02	19.767	7.2563	44.5043	14.3	2.0	120	35	-130	295	63	58	16	-63	pieS	S
1996	8	9	17	14.630	7.2697	44.4633	9.8	1.4	65	70	-10	23	21	290	7	-21	pieS	S
1996	8	11	08	25.196	7.1908	44.5620	6.9	1.4	325	70	-150	187	35	93	5	-35	pieS	S
1996	8	17	20	5.313	7.2677	44.3692	13.1	1.5	155	50	-100	12	81	252	5	-81	pieS	S
1996	8	23	05	54.655	7.2767	44.4560	11.1	2.0	10	75	-140	236	38	134	15	-38	pieS	S
1996	9	2	00	8.617	7.2533	44.3810	14.9	2.0	125	45	-140	323	55	68	10	-55	pieS	S
1996	9	2	00	17.566	7.2455	44.3753	14.3	1.5	185	30	-80	249	74	88	15	-74	pieS	S
1996	9	11	05	40.641	7.2972	44.3490	12.6	1.9	40	70	-40	357	42	97	11	-42	pieS	S
1996	9	20	22	5.383	7.2592	44.5423	12.2	1.4	345	60	-160	201	34	297	8	-34	pieS	S
1996	10	27	10	11.068	7.2833	44.3442	13.1	0.9	10	50	-110	215	74	114	3	-74	pieS	S
1996	11	3	20	1.406	7.2092	44.3953	11.3	0.8	145	60	-70	96	68	221	13	-68	pieS	S
1996	11	15	23	17.671	7.3070	44.2993	15.5	0.7	170	25	-60	206	64	58	22	-64	pieS	S
1996	11	15	23	35.246	7.3045	44.2990	15.0	1.1	125	50	-130	328	60	62	2	-60	pieS	S
1996	12	12	16	25.964	7.2453	44.4445	12.5	0.9	30	65	-120	257	59	141	15	-59	pieS	S
1996	12	26	19	33.821	7.3038	44.3527	14.9	2.5	335	70	-160	196	28	287	1	-28	pieS	S
1972	12	29	0	14.283	7.1690	44.3140	9.0	3.6	295	48	54	229	03	134	64	64	pieSc	B
1977	2	6	16	1.045	7.3400	44.5200	10.0	4.0	120	48	78	202	2	97	81	81	pieSc	E
1985	2	21	18	0.575	7.4200	44.3700	14.0	3.2	157	65	62	227	15	108	60	60	pieSc	E
1992	11	9	13	11.646	7.3448	44.3137	12.8	1.8	110	70	110	185	22	49	60	60	pieSc	S
1994	1	20	06	59.239	7.3380	44.5612	4.8	4.7	22	75	123	281	20	170	45	45	pieSc	E
1994	1	20	07	5.717	7.2803	44.5473	14.1	4.3	160	75	139	104	15	207	39	39	pieSc	E
1996	8	17	19	29.111	7.2982	44.3528	13.5	1.7	70	90	60	187	38	313	38	38	pieSc	S
1996	9	28	15	48.133	7.1367	44.5628	9.2	1.6	160	85	120	225	33	99	42	42	pieSc	S
1996	11	25	08	39.352	7.2460	44.5110	12.0		40	40	170	258	28	13	38	38	pieSc	S
1996	12	26	19	38.673	7.2908	44.3400	14.0	1.1	350	75	160	38	3	307	25	25	pieSc	S
1996	12	26	19	58.853	7.2830	44.3357	13.5	1.8	270	90	40	37	27	143	27	27	pieSc	S
1980	1	5	14	31.498	7.4190	45.0340	4.0	4.8	215	55	40	92	2	185	51	51	po	E
1981	2	8	04	30.175	7.4390	45.1520	5.0	4.4	155	40	120	266	9	153	69	69	po	E
1981	2	8	04	30.117	7.5000	45.1100	1.0	3.9	100	50	-74	060	78	177	03	-78	po	M
1983	9	6	22	43.307	7.3900	44.9700	5.0	3.8	000	72	75	101	26	249	60	60	po	N
1987	7	3	10	46.951	7.5955	45.3990	3.0	3.7	20	35	80	297	10	147	78	78	po	E
1990	2	11	07	7.797	7.4757	44.9872	24.0	2.7	0	65	120	69	15	313	59	59	po	E
1990	2	11	07	0.630	7.5473	44.9650	16.0	4.2	120	55	120	231	6	333	65	65	po	E
1995	3	4	01	58.230	7.6445	44.7342	25.1	4.3	160	40	60	56	9	162	69	69	po	E
1982	9	2	21	45.417	7.2630	43.9280	10.0	3.3	235	60	-71	185	69	311	13	-69	pro	B



**Table A1.** (Continued.)

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	AzP	DipP	AzT	DipT	<i>r</i>	Zone	Ref.
1983	12	4	17	34.850	7.7590	43.8600	4.0	3.5	190	54	−32	160	46	063	07	−46	pro	B
1986	8	18	11	37.200	7.1550	44.0810	6.0	3.2	155	75	−95	065	60	245	30	−60	pro	B
1986	10	20	20	29.183	7.7090	43.9300	2.0	3.0	203	79	−10	159	15	069	01	−15	pro	B
1990	7	2	18	42.000	7.7250	43.9320	4.0	2.7	190	63	−43	152	49	249	06	−49	pro	B
1990	8	9	19	16.960	7.4200	44.0030	6.0	3.2	116	60	−12	078	29	341	13	−29	pro	B
1990	10	2	2	6.402	7.7100	43.9400	11.0	2.9	300	80	−153	165	26	070	11	−26	pro	B
1990	10	22	2	11.147	7.2200	44.1400	4.0	3.0	353	60	−46	053	05	317	52	52	pro	B
1991	2	5	9	6.172	7.7600	43.7900	8.0	3.0	339	75	−44	296	40	037	17	−40	pro	B
1991	7	14	20	47.842	7.2100	44.0700	5.0	2.9	020	81	151	071	13	334	27	27	pro	B
1996	9	26	21	37.612	7.6307	43.9562	7.0	2.7	187	40	−64	194	72	079	08	−72	pro	B
1996	10	17	15	21.646	7.5235	43.9990	11.5	2.5	40	75	−10	357	18	266	4	−18	pro	S
1987	4	29	20	41.000	9.8210	46.4930	8.0	2.6	353	67	−12	312	24	219	8	−24	se	K
1988	4	17	03	41.000	9.4670	46.7830	6.0	2.2	327	43	−59	321	69	216	6	−69	se	K
1988	5	23	21	56.000	9.6420	46.7260	7.0	2.1	345	47	−54	328	64	230	4	−64	se	K
1990	3	18	09	54.000	9.8370	46.7920	4.0	3.5	326	38	−38	317	56	201	17	−56	se	K
1991	11	20	01	54.000	9.5270	46.7310	6.0	5.0	294	37	−72	321	76	191	9	−76	se	K
2000	2	22	22	46.000	9.9940	46.8540	4.0	3.3	174	68	−10	133	22	39	9	−22	se	K
1965	10	24	12	15.937	7.3770	46.3560	10.0	4.4	165	75	−130	115	45	226	20	−45	vsn	E
1967	3	24	17	37.000	7.3630	46.4620	10.0	4.3	265	80	−160	130	21	37	7	−21	vsn	E
1970	8	18	04	25.528	7.6690	46.4370	10.0	4.2	160	60	2	119	19	20	22	22	vsn	E
1979	7	3	21	13.000	7.0720	46.9250	30.0	3.8	285	86	179	150	2	240	4	4	vsn	K
1981	9	26	13	54.768	7.2900	46.3300	5.0	4.4	189	83	23	321	11	55	21	21	vsn	E
1986	10	9	10	8.000	7.4720	46.3190	4.0	3.6	79	61	167	304	12	41	28	28	vsn	K
1987	9	20	11	53.000	7.2200	46.7560	9.0	3.9	7	81	0	323	6	232	6	6	vsn	K
1988	10	14	19	2.000	6.8890	46.6980	2.0	3.3	350	69	20	302	2	211	29	29	vsn	K
1989	1	7	02	29.000	7.5390	46.3420	4.0	3.4	57	68	170	282	9	16	22	22	vsn	K
1989	9	30	04	41.000	7.3940	46.3170	6.0	3.5	110	90	140	163	27	57	27	27	vsn	K
1990	4	28	22	24.000	7.5160	46.3370	3.0	2.2	266	46	−145	108	52	212	11	−52	vsn	K
1990	5	7	16	6.000	7.4040	46.3230	7.0	1.6	175	45	−31	153	49	46	14	−49	vsn	K
1990	6	3	19	23.000	7.2820	46.2980	3.0	2.2	100	60	−151	315	41	48	3	−41	vsn	K
1990	7	26	12	30.000	7.3950	46.3250	7.0	2.4	285	80	−140	154	35	50	19	−35	vsn	K
1990	8	31	10	57.000	7.4580	46.2710	7.0	2.0	181	53	25	132	11	32	42	42	vsn	K
1995	9	17	16	29.000	7.2000	46.7820	10.0	3.8	175	88	3	310	1	40	4	4	vsn	K
1996	2	21	18	57.000	7.5790	46.3680	5.0	3.3	242	87	−178	107	4	197	1	−4	vsn	K
1997	11	28	08	30.000	7.8980	46.4370	12.0	2.9	250	60	−150	105	41	198	3	−41	vsn	K
1999	2	14	05	58.000	7.2120	46.7820	10.0	4.3	354	88	9	129	5	219	8	8	vsn	K
1999	5	20	13	11.000	7.3200	46.6550	7.0	3.8	300	42	−82	326	84	204	3	−84	vsn	K
1968	7	8	05	45.582	7.5400	46.2100	5.0	4.0	79	58	156	30	8	294	38	38	vss	E
1985	1	4	16	57.000	7.2690	46.0020	10.0	3.2	329	82	−40	279	33	23	21	−33	vss	K
1986	1	19	06	54.000	7.6400	46.1830	6.0	3.0	110	40	−80	143	82	13	5	−82	vss	K
1986	2	15	01	43.000	7.6380	46.0510	5.0	3.6	27	70	170	252	7	345	21	21	vss	K
1986	2	26	13	7.000	7.3500	46.0340	7.0	2.9	249	51	−133	94	58	188	2	−58	vss	K
1986	6	9	17	58.649	7.9578	46.1063	10.0	2.6	60	35	−80	113	78	323	10	−78	vss	E
1987	3	22	01	36.000	7.8720	46.1920	4.0	2.1	311	51	−47	286	58	192	2	−58	vss	K
1987	5	30	19	45.000	7.9090	45.9610	9.0	2.7	135	50	−10	101	33	357	21	−33	vss	K
1990	5	11	08	16.000	7.7650	46.2180	1.0	2.0	263	40	−116	76	72	191	8	−72	vss	K
1990	9	25	05	19.000	7.6350	46.1730	5.0	3.6	70	50	−130	273	60	7	2	−60	vss	K
1990	12	17	23	34.000	7.6380	46.2190	5.0	1.7	319	42	−49	310	62	201	10	−62	vss	K
1991	9	7	18	9.000	7.9370	46.2190	8.0	2.4	135	55	−19	101	37	2	12	−37	vss	K
1996	3	31	06	8.000	7.4600	45.9380	4.0	4.6	44	38	−137	231	59	347	15	−59	vss	K
1998	5	7	17	16.000	7.3930	46.1260	6.0	3.3	92	55	−90	2	80	182	10	−80	vss	K
1998	12	9	22	8.000	7.5520	46.1910	4.0	3.4	256	28	−80	323	72	159	17	−72	vss	K
1976	3	2	08	27.000	9.4000	47.6000	10.0	3.7	31	90	0	346	0	76	0	0	zu	K
1977	11	21	19	27.000	8.5800	47.2800	25.0	3.5	33	80	−5	349	11	258	4	−11	zu	K
1978	8	28	14	44.000	8.9200	47.3500	22.0	2.8	9	40	−46	1	60	249	12	−60	zu	K
1979	11	30	00	44.000	8.5100	47.2700	27.0	3.1	296	84	−176	161	7	251	1	−7	zu	K
1983	9	4	21	51.000	8.8070	47.7030	8.0	2.8	159	74	175	24	8	116	15	15	zu	K
1984	1	11	14	11.000	8.8150	47.3350	11.0	3.2	36	76	5	351	6	259	13	13	zu	K
1984	9	5	05	16.000	8.5620	47.2470	15.0	4.0	8	44	−26	345	46	236	17	−46	zu	K
1984	9	14	22	30.000	8.5570	47.2430	24.0	2.9	315	67	−158	175	31	266	2	−31	zu	K
1985	1	7	09	52.000	8.3030	47.1620	27.0	2.1	336	46	−125	170	65	270	4	−65	zu	K
1985	7	7	00	8.000	7.7530	47.0030	30.0	2.7	124	80	169	170	1	80	15	15	zu	K
1986	2	27	12	7.000	8.9550	47.6800	17.0	4.2	304	38	−138	131	58	247	15	−58	zu	K
1986	10	8	03	12.000	8.5420	47.2670	28.0	2.0	315	66	−160	174	30	267	4	−30	zu	K
1987	1	29	00	7.000	9.2870	47.4260	8.0	3.2	10	45	−54	357	65	255	6	−65	zu	K

Table A1. (Continued.)

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	AzP	DipP	AzT	DipT	<i>r</i>	Zone	Ref.
1987	5	5	20	29.000	8.5640	47.2250	29.0	2.3	304	75	−170	167	18	258	4	−18	zu	K
1988	9	11	23	1.000	8.3900	47.1300	29.0	2.5	298	74	180	162	11	254	11	11	zu	K
1989	2	21	23	36.000	8.8580	47.5310	22.0	3.5	273	62	−165	131	30	227	10	−30	zu	K
1989	6	9	01	30.000	8.3310	47.4780	18.0	1.3	142	42	−105	311	79	63	4	−79	zu	K
1989	10	24	12	3.000	8.5910	47.3530	12.0	2.1	314	30	−166	150	44	278	32	−44	zu	K
1990	1	5	04	21.000	9.1230	47.4120	5.0	2.9	126	78	−160	350	23	258	5	−23	zu	K
1990	8	11	05	31.000	8.0000	47.2740	15.0	2.8	11	90	0	326	0	236	0	0	zu	K
1995	6	25	18	53.000	8.8730	47.6040	12.0	3.5	167	58	−90	77	77	257	13	−77	zu	K
1996	6	28	03	43.000	8.7610	47.7590	9.0	3.1	289	78	−172	153	14	244	3	−14	zu	K
1996	8	24	02	38.000	9.0490	47.4320	29.0	4.0	184	42	−63	183	72	75	6	−72	zu	K
1997	10	23	12	7.000	8.6240	47.1810	30.0	3.2	221	65	−2	179	19	84	16	−19	zu	K
1999	9	12	13	25.000	8.5380	47.5800	2.0	3.1	151	80	175	16	3	107	11	11	zu	K

Yr, year; Mo, month; Dy, day; Hr, hours; Mn, minutes and seconds; Long., longitude; Lat., latitude; Mag., magnitude ( $M_L$ ); Az, azimuth of fault plane; Dip, dip of fault plane; Rake, rake of fault plane solution; AzP( $T$ ), azimuth of  $P(T)$  axes; DipP( $T$ ), dip of  $P(T)$  axes;  $r$ , parameter defining the type of deformation (see Fig. 3; Zone, associated stress inversion zone; Ref., reference (B, Baroux *et al.* (2001); E, Eva & Solarino (1998); K, Kastrup *et al.* (2004); M, Ménard (1988); N, Nicolas *et al.* (1990); S, Sue *et al.* (1999); T, Thouvenot (1996)).

## APPENDIX B:

Stereograms of inverted stress tensors and associated focal planes used for the inversion. Inside the stereograms: circles are  $\sigma_1$  prin-

cipal stress axes; squares  $\sigma_2$  axes; triangles  $\sigma_3$  axes. Outside the stereograms: black arrows represent the horizontal direction of compression and open arrows the direction of extension. The size of the arrows is a function of the  $\Phi$  ratio of the ellipsoid shape.

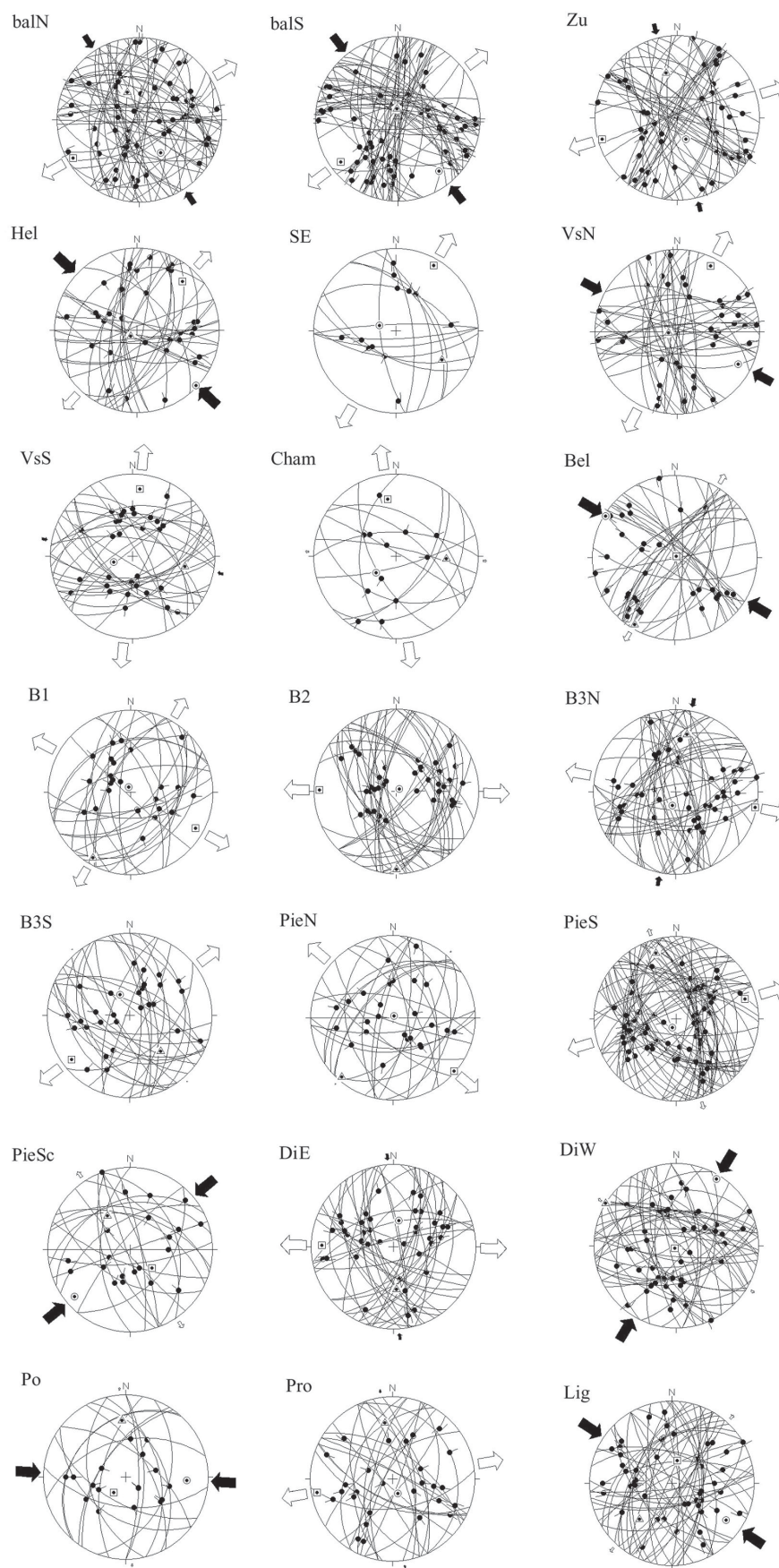


Figure B1.



---

### ANNEXE 3

« Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of  
gravitational re-equilibration constrained by numerical modelling»

Delacou et al., *J. Geol. Soc. London*, in press.

---



## **Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational re-equilibration constrained by numerical modelling**

Bastien Delacou, Christian Sue, Jean-Daniel Champagnac, Martin Burkhard

*Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, Switzerland*

Accepted for *J. Geol. Soc. London*, DRT 2003 Special Publication.

### **Abstract**

We interpret the strain and stress fields of the western/central Alpine arc on the basis of 2.5D finite element modelling and a recent seismotectonic synthesis (Delacou *et al.*, 2004). Models have fixed boundary forces and different crustal geometries, so that they respond to buoyancy forces (variations in gravitational potential energies). The seismotectonic regime, characterized by orogen-perpendicular extension in the high topographic core of the belt and local orogen-perpendicular compressional/transpressional deformation in the external zones, appears to be very close to the modelled gravitational regime. Rotation of Apulia has a minor effect on the current strain or stress fields of the Alpine realm. Nevertheless, it could help to explain the orogen-parallel dextral faulting that is observed all along external zones, from the northern Valais to the Argentera external crystalline massif. Our results highlight the consequences for the Alpine realm of ongoing convergence between the African and European plates. Our interpretation is that collision is no longer ongoing and that buoyancy-driven stresses dominate the present-day geodynamics of the western/central Alps.

**Key words:** western/central Alps, finite element modelling, buoyancy forces, gravitational potential energy, stress field, geodynamics.

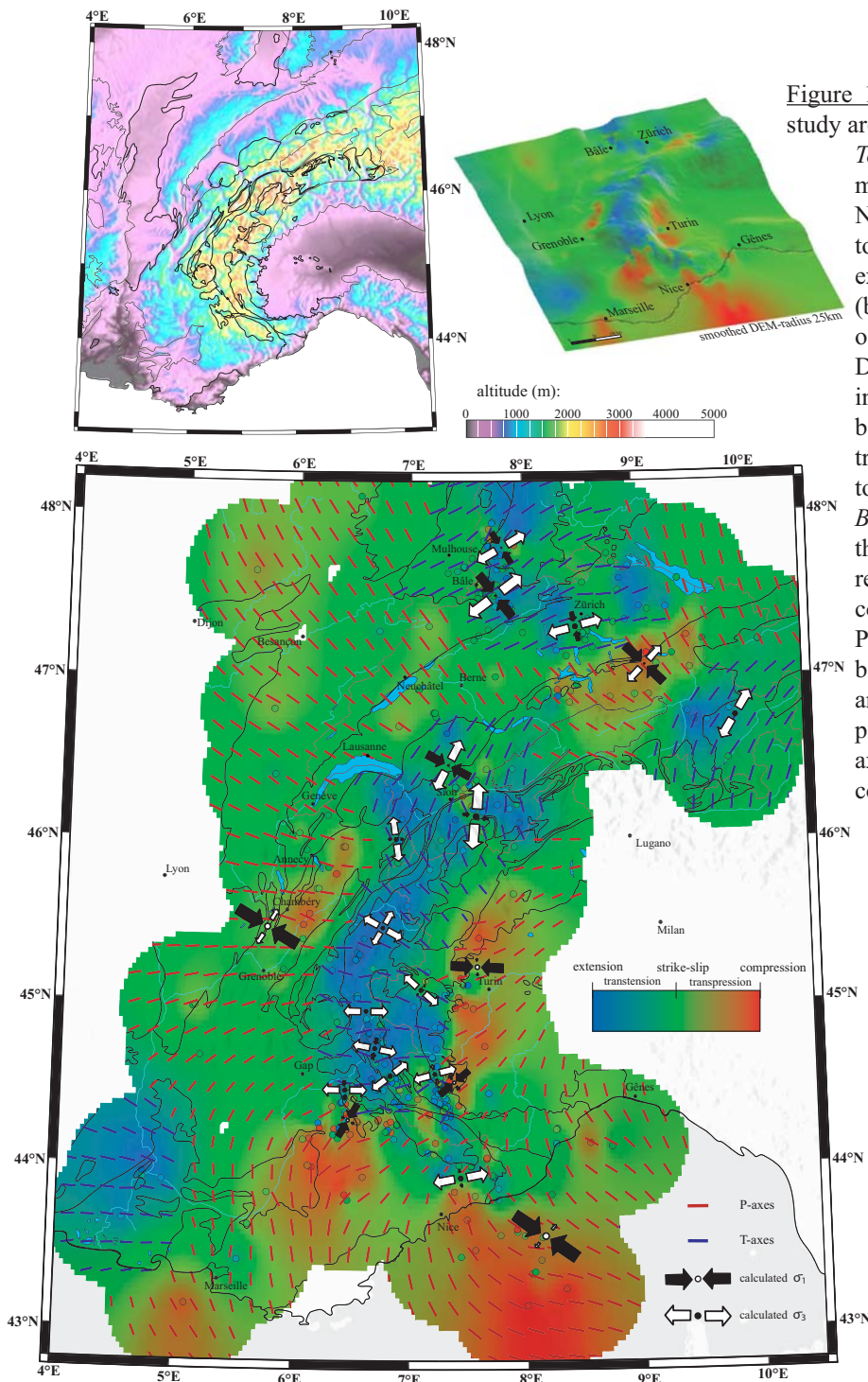


The Alpine belt has resulted from Tertiary collision between the Apulian micro-plate (considered as an African promontory) and the European plate, following Late Cretaceous to Eocene subduction of the Alpine Tethys (Coward & Dietrich, 1989; Dewey *et al.*, 1989; Laubscher, 1991; Stampfli *et al.*, 1998; Schmid & Kissling, 2000). Whereas compressional structures, such as nappes, metamorphic zones and phases of folding have been well documented (e.g. Choukroune *et al.*, 1986; Fry, 1989; Burkhard, 1990; Pognante, 1991; Butler, 1992; Spalla *et al.*, 1996; Duchêne *et al.*, 1997; Burkhard & Sommaruga, 1998; Becker, 2000) the current tectonic context remains debatable. Is collision still active or has the Alpine belt come to the end of its compressive history? The relatively recent discovery of extensional tectonics, through seismotectonic and structural analyses (Mancktelow, 1992; Maurer *et al.*, 1997; Eva *et al.*, 1998; Fügenschuh *et al.*, 1999; Sue *et al.*, 1999; Bistacchi *et al.*, 2000; Kastrup, 2002; Sue & Tricart, 2002; Champagnac *et al.*, 2003; Sue & Tricart, 2003; Champagnac *et al.*, in press) goes a long way toward answering the question. Extensional earthquakes have been known for a long time (Pavoni, 1961; Ahorner *et al.*, 1972; Fréchet, 1978). The large scale seismotectonic synthesis of (Delacou *et al.*, 2004) demonstrates that an extensional regime operates throughout all the internal zones of the belt. In addition, structural analyses of fault slip data indicate that extensional tectonics have been prevalent in these zones since at least Miocene times (Mancktelow, 1992; Bistacchi *et al.*, 2000; Tricart *et al.*, 2001; Sue & Tricart, 2003; Champagnac *et al.*, in press). Extension is therefore a major feature of the recent to present-day geodynamics of the Alpine arc. Various contradictory models have been put forward to explain such intra-orogenic extensional tectonics: (1) large scale buckling under compressive conditions combined with outer-arc extension (Burg *et al.*, 2002), (2) lateral extrusion in an active convergent belt (Ratschbacher *et al.*, 1991; Frisch *et al.*, 2000; Sachsenhofer *et al.*, 2000), (3) slab break-off re-equilibration (Davies & von Blanckenburg, 1995; Sue, 1998), (4) rotational tectonics (Calais *et al.*, 2002; Collombet *et al.*, 2002) and (5) gravitational re-equilibration of an over-thickened crust (Bada *et al.*, 2001). While overall convergence between the African and European plates is still ongoing at a rate of 3 to 8 mm/year (Argus *et al.*, 1989; Demets *et al.*, 1994; Albarello *et al.*, 1995; Crétaux *et al.*, 1998; Nocquet, 2002), the boundary conditions around the Alpine belt, as estimated by recent GPS results (Calais *et al.*, 2002; Nocquet, 2002; Vigny *et al.*, 2002; Nocquet & Calais, 2003; Nocquet & Calais, 2004), reveal no clear relative movements between the Apulian and European microplates. Velocities across the belt are between 1 and 2 mm/year and they provide no clear indication of convergence or divergence. At best, the GPS data indicate anticlockwise rotation of Apulia with respect to Europe at an angular velocity of  $0.5^\circ/\text{Ma}$ , about a pole near Milan (Calais *et al.*, 2002).

In this study we use numerical modelling and the large-scale seismotectonic analysis of (Delacou *et al.*, 2004), to test the effects of gravitational body forces, coupled with rotation, on the current stress and strain fields of the western/central Alps. Numerical modelling has proved to be a powerful tool for analysing the geodynamics of different areas, such as the Himalayas (Cattin & Avouac, 2000; Cattin *et al.*, 2001), New Zealand (Liu & Bird, 2002), southern Spain and northern Africa (Negredo *et al.*, 2002), the United States and Mexico (Bird, 2002), the Baikal rift zone (Lesne *et al.*, 1998), the Basin and Range province (Hassani & Chéry, 1996) and Central Europe (Grünthal & Stromeier, 1992; Golke & Coblentz, 1996). Here, we use a 3D-model of the Alps to study the origins of the current stress and strain fields of the western/central Alpine arc.

## Seismotectonic data

We test our numerical models by comparing calculated strain and stress fields with those obtained from earthquake analysis (Delacou *et al.*, 2004). Our data base is a compilation of 389 reliable focal mechanisms (Ménard, 1988; Thouvenot, 1996; Eva & Solarino, 1998; Sue *et al.*, 1999; Baroux *et al.*, 2001; Kastrup, 2002), covering the entire arc of the western/central Alps, from eastern Switzerland to the Ligurian margin (Fig. 1). Local magnitudes ( $M_l$ ) range from 0.7 to 6.0, for earthquakes recorded between 1969 and 2000. Foci are mainly in the upper crust (first 20 km), especially in the core of the belt where no deeper earthquakes have occurred. There are a few exceptions in external areas (30 km under the Swiss Molasse basin, 25 km under the western Po plain and 20 km under the Ligurian margin).



**Figure 1:** Seismotectonic overview of the study area (Delacou *et al.*, 2004).

*Top:* Left: Digital elevation model and geological contours. Note correspondence between topographically high areas and extensional zones of deformation (bottom map). Right: Regionalization of deformation draped on smooth DEM (radius 25km). Note extension in inner areas that follows crest of belt and localized compressive/transpressive areas at feet of topographic gradients.

*Bottom:* Strain and stress fields of the Alpine realm. Background colour represents type of deformation, small coloured lines represent earthquake P-axes (red) and T-axes (blue), black arrows are  $\sigma_1$  axes and white arrows  $\sigma_3$  axes. Note the orogen-perpendicular pattern of both tensile axes (in the core of the belt) and compressive axes (in external areas).

*Seismotectonic strain and stress fields*

The strain and stress states of the Alpine realm are defined via three parameters (Fig. 1): type of deformation (compressional, extensional or transcurrent), principal directions of deformation (P- and T- axes) and principal stress axes ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ) obtained from inversion of focal plane solutions.

We used the dips of P- and T-axes to calculate an r-parameter (P-axis dip - T-axis dip) that summarizes the type of deformation, *i.e.* compressional, extensional or transcurrent (Delacou *et al.*, 2004). In Figure 1 the r-parameter is shown by coloured dots at epicentres, whereas interpolation provides the background colour. This large-scale regionalization reveals large zones of homogeneous deformation. In the internal zones, a continuous zone of extension follows the crest line from the southern Valais to the Argentera massif. Extension is also found in eastern Switzerland, over topographic highs, but continuity with the main zone is not proven, because the Lepontine dome is almost seismically active. Other notable features are local zones of compressional/transpressional deformation along the edges of the Alpine belt, in the eastern Helvetic domain, the front of the Belledonne massif, the front of the Digne nappe and the western Po plain.

We made a map of P- and T-axis trajectories, by projecting the axes onto a horizontal plane and interpolating vectorially (Fig. 1). In internal zones, orogen-perpendicular extension prevails, T-axes striking N-S in the Valais, E-W behind the Pelvoux massif and SW-NE behind the Argentera massif. In external zones, P-axis trajectories define a large-scale fan, convergent toward the Po plain. Orogen-perpendicular compressive axes swing through  $120^\circ$ , from a NNW trend in eastern Switzerland, to NW in front of the Belledonne massif, and SW in front of the Digne nappe. This orogen-perpendicular configuration confirms earlier results, which were based on far fewer data (Fréchet, 1978; Pavoni, 1986).

Stress inversion methods have been applied to subsets of the focal mechanism data, to constrain the present day stress field of the Alpine arc. For details of the analysis and calculations, see (Delacou *et al.*, 2004). The results (Fig. 1) reveal a generalized extensional stress field in the core of the belt. Orogen-perpendicular  $\sigma_3$ , contrasts with localized zones of transpression in external zones, where fan-shaped orogen-perpendicular  $\sigma_1$  converges toward the Po plain. Strike-slip faulting occurs everywhere in the belt, but is especially abundant in external zones.

*Correlations with crustal thickness*

We have used a Digital Elevation Model (DEM), GTOPO30, to calculate average Alpine topography, where each point of the grid represents average altitude within a radius of 25 km (Fig. 1). This average topography provides a proxy for topographic loading at the scale of the lithosphere, high average altitude being associated with over-thickened crust. The resulting map closely matches gravimetric maps (*e.g.* Masson *et al.*, 1999), high average topography (higher than 2500 m) corresponding to strong negative Bouguer anomalies (-160 to -220 mgal). On draping the map of regionalized deformation over the average DEM (Fig. 1), internal areas of high topography appear to match closely with areas where the state of strain/stress is extensional. In contrast, transpressive external zones coincide with zones of concave-upward curvature, between high mountains and low foreland.

To explain the close correlation between areas of large crustal thickness (directly correlated with high average topography) and generalized Alpine extensional tectonics, we favour a geodynamic model, where the current Alpine regime is controlled, at least partly,



by internal gravitational body forces. In this model, gravitational potential anomalies (GPA), driven by crustal thickness heterogeneities between internal and external zones, will induce extension in high internal zones. In response to this extensional regime, external areas will undergo compression/transpression. This kind of model will induce orogen-perpendicular extensional stress axes in high internal zones and orogen-perpendicular compressional stress axes in low external zones. In what follows, we use numerical techniques to test this model of gravitational re-equilibration, alone or combined with rotation.

## 2.5D finite element modelling

A numerical code (2.5D thin-shell finite element code, SHELLS) has been used to model the stress and strain field of the western/central Alpine arc. Basically, this code solves for stress equilibrium and conservation of mass, given the rheology and density at each point (Bird, 1989; Kong & Bird, 1995; Bird, 1999). Models include three dimensional variations in topography and thickness of crust and lithosphere. Because the code solves a momentum equation in a vertically integrated form (2D approximation), it is referred to as a “2.5D finite element method”. The thin-shell approximation yields only horizontal components of the momentum equation (the vertical component being replaced by an isostatic approximation) and no vertical shear traction is considered on vertical planes (flexural strength is ignored). Material behaviour is assumed to be anelastic: thermally activated non-linear dislocation creep in the lower crust and mantle, and Mohr-Coulomb frictional plasticity in the shallow parts of crust and upper mantle (Table 1). Given values of initial surface heat flow and steady thermal conduction are used to compute a 3D temperature distribution with constant but distinct heat productivity and conductivity for crust and mantle (Table 1).

Parameter	values (crust / mantle)	units
Heat conductivity	2.7 / 3.2	$\text{J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}.\text{K}^{-1}$
Heat productivity	$7.27\text{E-}7$ / $3.2\text{E-}8$	$\text{J.m}^{-3}.\text{s}^{-1}$
mean densities (P=0 and T=0)	2816 / 3332	$\text{kg.m}^{-3}$
<b>Mohr-Coulomb frictional parameters:</b>		
Fault friction coef.	0.03	
Continuum friction coef.	0.85	
Biot coef. (efficiency of pore pressure)	1	
<b>Dislocation-creep parameters:</b>		
ACREEP (shear stress coef.)	$2.3\text{E}9$ / $9.5\text{E}4$	$\text{Pa s}^{1/3}$
BCREEP (temperature coef.)	4000 / 18314	K
CCREEP/G/p (pressure coef.)	0 / 0.0171	$\text{K.Pa}^{-1}$
DCREEP (max. shear stress)	$5.00\text{E}+08$	Pa
ECREEP (exponent) =1/n	0.333333	

**Table1:** Thermal parameters, densities and rheological parameters of models. For detailed description of rheological parameters, see (Bird, 1989).

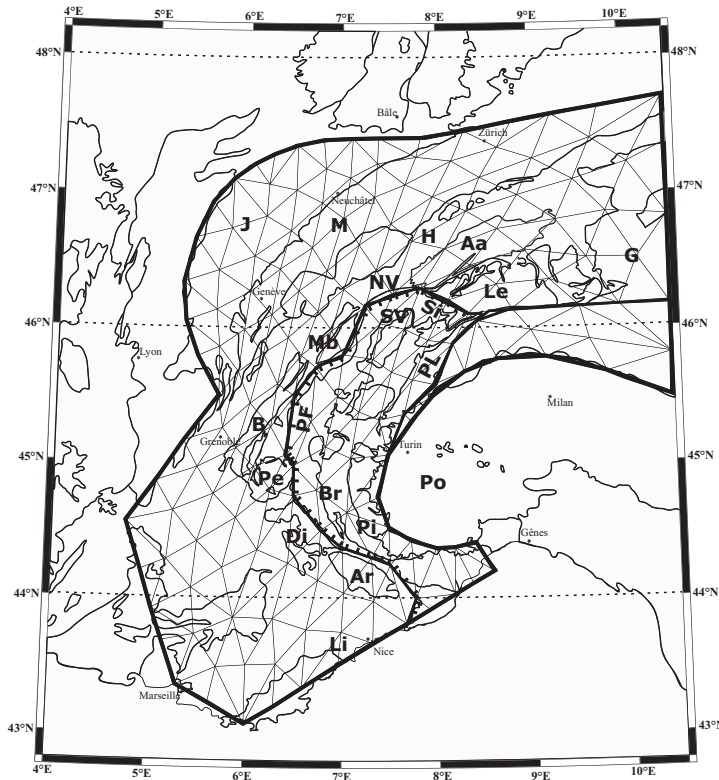


Figure 2: Grid and configuration in our finite element models.

Models have 295 elements, regularly spaced in the area of the western/central Alps. Bold lines inside models represent faults: Pennine Front (PF), Simplon fault (Si) and Periadriatic Line (PL). Aa: Aar external crystalline massif, Ar: Argentera external crystalline massif, B: Belledonne external crystalline massif, Br: Briançonnais area, Di: Digne nappe, G: Grisons, H: Helvetic zones, J: Jura fold and thrust belt, Le: Lepontine dome, Li: Ligurian margin, M: Molasse basin, Mb: Mont-Blanc external crystalline massif, NV: Northern Valais, Pi: Piemontais area, Pe: Pelvoux external crystalline massif, Po: Po plain, SV: Southern Valais.

In summary, the assumptions and approximations of this method enable modelling of large-scale geodynamic systems over long time scales (given

the anelastic assumption, time scales smaller than a few thousand years are not adequately modelled). For orogenic systems like the one in this study, the thin-shell code can efficiently model the response to gravitational potential anomalies (GPA), but will not account for flexural strength (or isostatic rebound). However, even in processes such as post-glacial rebound or erosional denudation, where flexure is a significant component, the models would probably yield a stress pattern that is close to the one indicated by earthquakes (that is, extensional tectonics in internal uplifted areas). Another limitation of the 2.5D approximation is that decoupling of the stress field cannot occur at depth. Thus, it is not possible to model compression in the deep lithosphere and simultaneous extension at shallower depths. However, this limitation may not be serious, because no vertically decoupled tectonics of this kind have yet been identified at a large scale in the Alpine arc.

Given the assumptions, the models in this study are limited to the analysis of the stress or strain field generated by re-equilibration of gravitational potential anomalies (GPA) and its possible combination with rotational tectonics.

The boundaries of the models have been chosen to reflect the limits of the western/central Alps, as well as the limits of our seismotectonic study (Fig. 2). In the north, the boundary follows the outer edge of the Molasse Basin; in the northwest and west, the outer edges of the Jura and Subalpine chains; in the southwest, the lower Rhone valley; in the south, the Ligurian margin; and in the southeast, the Po plain. The eastern boundary of the model is an arbitrary north-south line, that is assumed to be frictionless and that limits our study area to the western/central Alps. The models in this study all have 295 cells, used in the finite element technique (Fig. 2).

Another feature of the code SHELLS is that it can take into account faults (Fig. 2, Table 1). In the western/central Alps, the problem has been to identify large faults that are potentially active. Indeed, recognized seismically active faults are scarce and of limited extents. Moreover, an exhaustive list of active faults is difficult to establish, as every new local seismic swarm defines a new active fault system. In our models, we have decided to take into account large-scale inherited structures that are supposed to play an important role in the current dynamics of the studied area, these being the Pennine front and the Insubric line (Fig. 2).

## MODEL CONFIGURATIONS

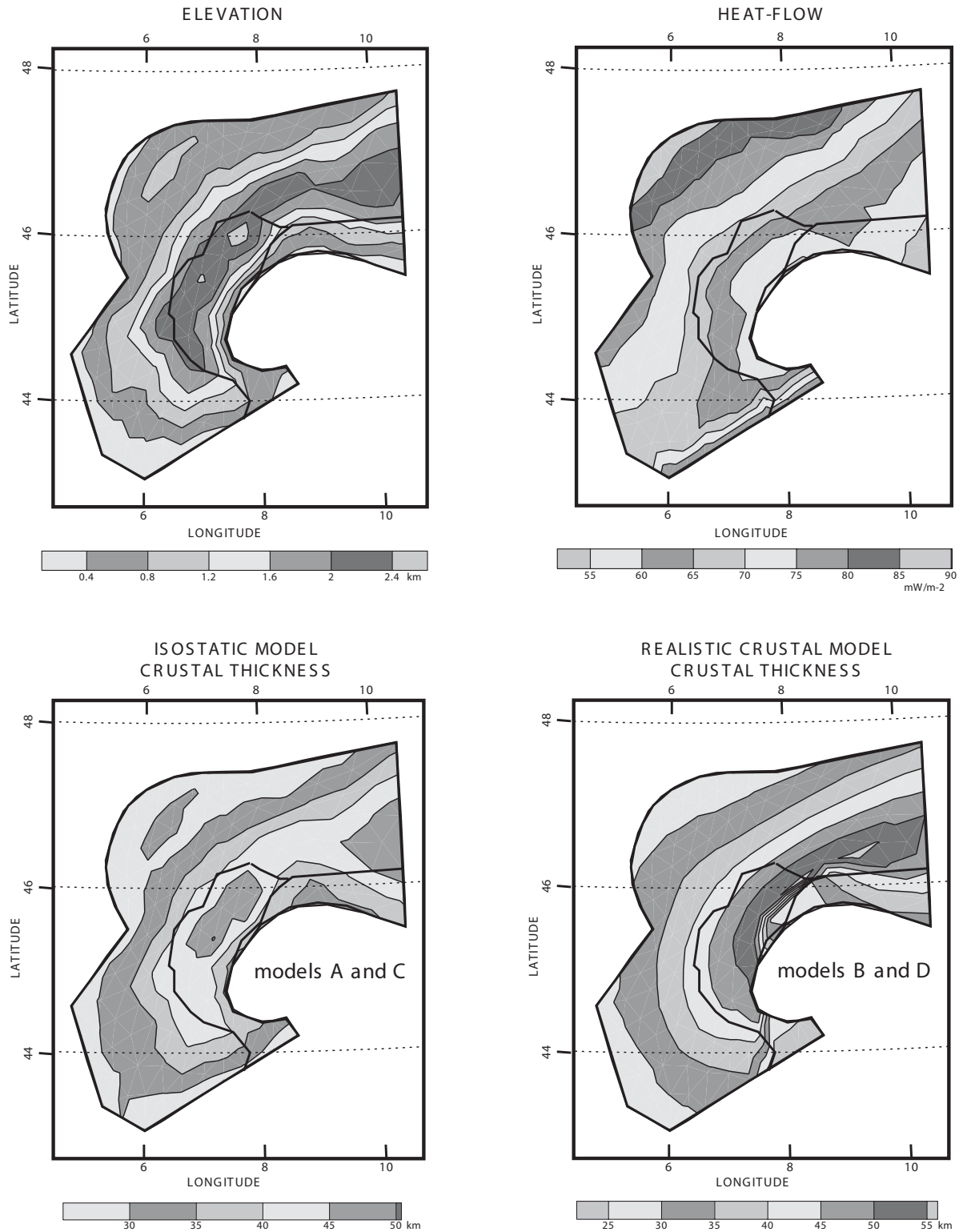


Figure 3: Model configuration.

Elevation and surface heat flow are common to all models. Note differences in crustal thicknesses between isostatic models (models A and C), where Moho depth is directly related to topography, and realistic models (models B and D), characterized by a Moho dipping toward the E/SE on the European side of the belt, and a complex geometry at eastern Po plain boundary. Moho geometry is taken from (Waldhauser *et al.*, 1998)



## Models with fixed boundaries

In order to test the effects of buoyancy forces alone, models are assumed to have fixed boundaries. The strain/stress field is generated only by contrasting gravitational potential anomalies (GPA) between the inner areas of thickened crust and external “normal” ones.

### *Isostatic model (model A)*

As a first step, a simple 3D model has been constructed under the assumption of isostatic equilibrium (Figs. 3 and 4). From the surface topography (taken from the GTOPO30 DEM data, smoothed at the mesh spacing size) and the surface heat flow (compiled from the European Geotraverse experiments (Blundell *et al.*, 1992)), SHELLS calculates routinely the 3D structure of the crust and the lithosphere that satisfies isostatic equilibrium (Fig. 3) and steady state thermal conduction, by taking into account the densities and thermal properties of crust and mantle (Table 1). We assume that all boundary nodes are stationary.

For model A, the calculated stress field is characterized by orogen-perpendicular extension in regions of high topography in the core of the belt and by orogen-perpendicular compression in external zones (Fig. 4). This pattern results from equilibration between regions of positive GPA in the inner areas, where high topography correlates with large crustal thickness (according to the assumption of isostatic equilibrium) and regions of “normal” GPA (near zero) in external zones, where altitudes are small and the Moho is close to its normal depth (around 30 km). This configuration results in an extensional stress state in the core of the belt, tending to reduce the over-thickened crust, and a compressional stress state in external regions.

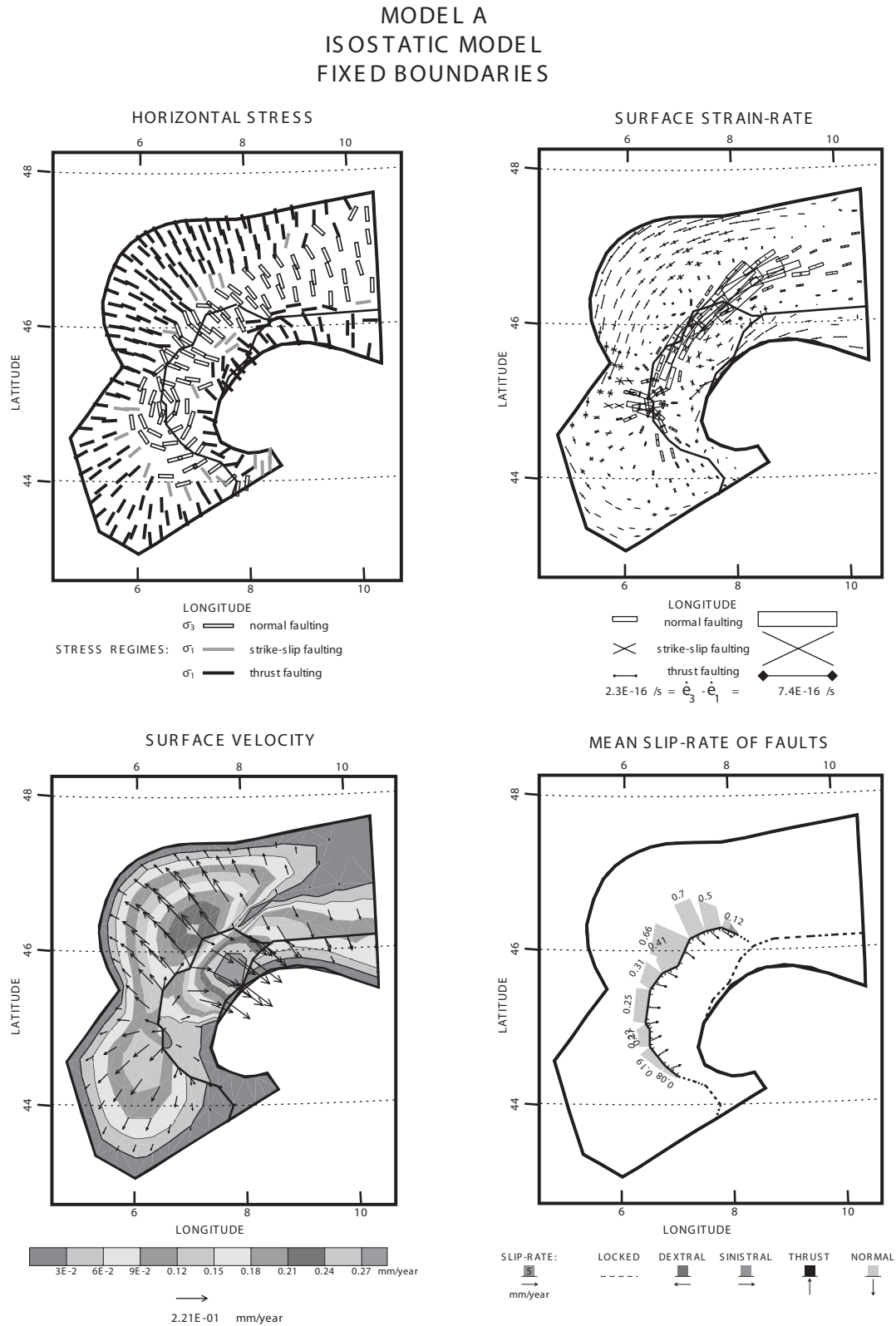
In terms of strain rate (Fig. 4), a belt of horizontal stretching appears to follow the high topography, especially on its external side, from the Aar massif to the Argentera massif. Extensional strain rates are between 1 and  $7 \times 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ . Compressional strain rates are about  $2 \times 10^{-16} \text{ s}^{-1}$  in external zones. They seem to be guided by the fixed boundaries of the model, reaching a maximum in front of the Jura, the Po plain and the Rhone valley. This could be explained by GPA equilibration, whereby crustal thickness decreases over the whole system as far as the boundaries of the model, where it creates compression. In reality, external boundaries (that can be considered as fixed, far away from the Alps) are not as sharp as they are in our models, so that shortening should be more distributed.

The surface velocity field also follows the shape of the model, velocities reaching about 0.15 to 0.25 mm/year in directions (NW to SW) that are perpendicular to the belt. In internal zones, stretching leads to southeast-directed surface velocities, which reach 0.3 mm/year in the northern part (Valais).

Motion on faults is mainly manifest as extensional reactivation of the Pennine front. Slip perpendicular to this fault zone reaches 0.7 mm/year on its northern segment and decreases progressively toward the south. Near the Mediterranean, the fault appears to be locked. The Periadriatic line does not slip at all.

### *Realistic crustal model (model B)*

For a more realistic 3D crustal structure, we have constructed a model (model B, Fig. 5), where the Moho geometry (Fig. 3) has been interpreted from wide-angle seismic



**Figure 4:** Model A.

Model with isostatic 3D crustal geometry (see Fig. 3) and fixed boundaries. This starting model represents tectonic response of Gravitational Potential Anomalies (GPA) in a simple model of the western/central Alps (see text for explanations).

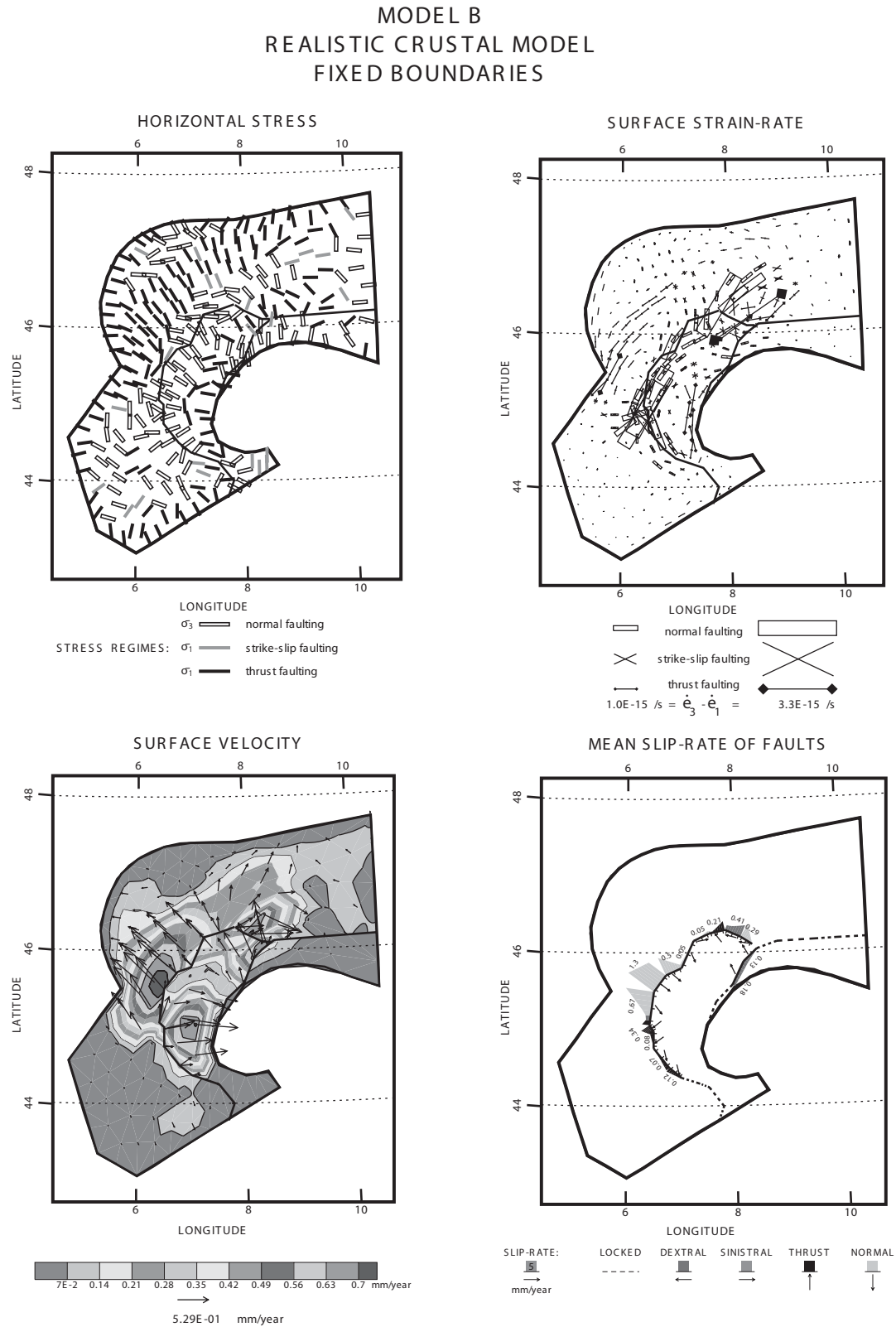


Figure 5: Model B.

Model with realistic 3D crustal geometry (see Fig. 3) and fixed boundaries. This model exhibits a more complex tectonic response than model A, as a result of complex crustal geometry (see text for explanation).



experiments (Waldhauser *et al.*, 1998). Given the topography, surface heat flow and realistic crustal geometry, lithosphere thickness is calculated, so as to respect the thermal properties of crust and mantle (assuming steady thermal conduction). This results in a complex 3D geometry (Fig. 3), where the highest altitudes do not directly overlie the crustal root. The latter reaches a depth of about 50 - 55 km at a point that appears to be shifted toward the S/SE with respect to large-scale topography. A consequence of such a setting is that GPAs do not correlate in a simple manner with topography (as they do in model A), but depend on the whole 3D crustal structure. In regions of high topography and relatively shallow Moho depth, the GPA is positive and extension is expected in the anomalous lithosphere, whereas in regions of deep Moho and relatively moderate topography, the GPA is negative and compression is expected. Thus, the resulting stress field (Figure 5), appears to be more complex than in model A. A general trend, from inner extension to outer compression, is still present (as in model A), but with regional variations. This is so in the Jura, where extension now occurs in the northern inner part, in the southwestern external Alps, where there is a mix of compression and extension, and in the northwestern Po plain, where extension is observed. These can be considered as local effects of crustal thickness variations, which were not present in model A. In the southwestern Alps, where focal mechanisms are of mixed type (compressional, extensional and transcurent), the model seems to fit the observations. In the northern part of the internal zone, the general orogen-perpendicular extension is cross-cut by an E-W band of N-S extension. This correlates with the northern edge of the Apulian crustal wedge (Figure 3), which may be correlate to the Val d'Aosta extensional fault zone (Bistacchi *et al.*, 2001).

Three bands of high strain rate (up to  $3 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ ) can be recognized: a band of WNW-ESE shortening in the external zones beyond the Belledonne and Mont-Blanc massifs, a band of fan-shaped stretching that follows the topographic high (with two peaks in the Aar and Pelvoux regions), and E-W shortening in the western Po plain. These bands correlate fairly well with the seismotectonic setting and the concentrations of epicentres (see Figure 1).

There are three zones of high surface velocities: NW-directed velocities of up to 0.75 mm/year in external zones, E-directed velocities of up to 0.7 mm/year in the southern inner area, and a complex zone over the Aar massif.

The pattern of slip along faults is more complex than in model A. Extensional fault slip (up to 1.3 mm/year) occurs along the middle segment of the Pennine front, whereas the northern branch seems to accommodate complicated local movements, due to dextral transtension in the Simplon area and compression in the Valais. The southern branch of the Pennine front is now accommodating local thrusting (less than 0.3 mm/year), decreasing toward the south to reach a locked state near the Argentera massif. The Periadriatic line is almost inactive, except along its western segment, where dextral slip rates reach 0.15 mm/year.

## Models with rotational boundaries

Rotation may have played an important role in the dynamics of the western/central Alps, since at least Oligo-Miocene times (Gidon, 1974; Anderson & Jackson, 1987; Ménard, 1988; Vialon *et al.*, 1989; Thomas *et al.*, 1999; Collombet *et al.*, 2002). On the strength of GPS monitoring, involving French, Swiss and Italian stations, (Calais *et al.*, 2002) claim that the Apulian promontory is rotating anticlockwise with respect to “stable” Europe at a rate of  $0.52^\circ/\text{Ma}$ , around a pole located at  $45.36^\circ\text{N}/9.10^\circ\text{S}$  (near Milan).

In order to test the effects of such a rotation on the strain and stress field of the western/central Alpine arc, boundary nodes for the Po plain have been given appropriate velocities in

model C (same 3D crustal structure as model A) and model D (same 3D crustal structure as model B).

In terms of stress (Fig. 6 and Fig. 7), results for the rotation models appear to be quite similar to those for fixed models at a large scale. Orogen-perpendicular extensional stress is present in the internal zones, and orogen-perpendicular fan-like compression in the external zones (at least in the northwestern part). Only the regional/local pattern of stress axes is different from that of the fixed models. Thus rotation induces frontal compression at the eastern edge of the SW Alps and near the Po plain. This is especially true for model C, where compressional axes follow the rotational motion of boundary nodes). For model D, stress axes deviate less than for model C. This may be because GPAs are more variable in the non-isostatic model (model D), so that body forces are more dominant.

In terms of strain-rate, as well as stress, axes are almost the same as for fixed models and only small regional reorientations are observed. The main differences are at boundaries. For example, at the south Ligurian boundary, anticlockwise rotation induces large shortening.

Surface velocities of up to 1.4 - 1.5 mm/year concentrate in internal zones and appear to be strongly linked to the rotational boundary. Velocity vectors follow this rotation, pointing more to the south than for fixed models. Rotation seems to have little effect on velocities of external zones.

Slip directions along faults are more south-directed than those of fixed models. For the Pennine front, this implies S-verging stretching of up to 1.7 mm/year in the northern segment (model C), dextral transtension in the middle segment (1.1 to 2 mm/year for model C, 2.1 mm/year for model D), and dextral transpression in the southern segment (1.4 mm/year for model C, 1.2 mm/year for model D). Another major difference with fixed models is the small dextral motion on the Periadriatic line (up to 0.22 mm/year for model C and 0.4 mm/year for model D).

## Geodynamic implications

Numerical modelling and comparison with large-scale seismotectonic analysis have shown that body forces play a major role in determining the current stress field of the western Alpine arc. Balance of GPAs explains the orogen-perpendicular contrasted stress field in the western/central Alps (extensional in the core of the belt, locally compressional at the periphery). The role of rotational boundary forces is less obvious, as only local stress reorientations appear in our models. Nevertheless, rotation models seem suitable to explain dextral strike-slip faulting along the external zones (from the northern Valais to the Argentera massif). In addition, our results are consistent with GPS studies (*e.g.* Calais *et al.*, 2002) that give velocities of about 1 mm/year within the Alpine realm, compatible with velocities of 1 - 1.5 mm/year obtained in the models of this study. More precisely, GPS studies reveal extension in the core of the belt, including lengthening of the line Lyon-Turin ( $0.5 \pm 0.9$  mm/year to the SE at La Feclaz in the Subalpine chains and  $1.4 \pm .4$  mm/year to the SE at Modane (in the internal Vanoise area). This geodetic stretching correlates well with the values obtained for the core of the belt by seismotectonic analysis and numerical modelling. Moreover, GPS results also indicate shortening in the western Po plain ( $1.0 \pm 0.5$  mm/year of E-W shortening between Modane and Turin) and in Provence ( $1.4 \pm 0.5$  mm/year of N-S shortening between Grasse and Turin). Despite this qualitative agreement with the results of our modelling and seismotectonic analysis, more detailed comparisons cannot be made, because the GPS data still have insufficient resolution.

This study addresses the consequences of ongoing convergence between Europe and

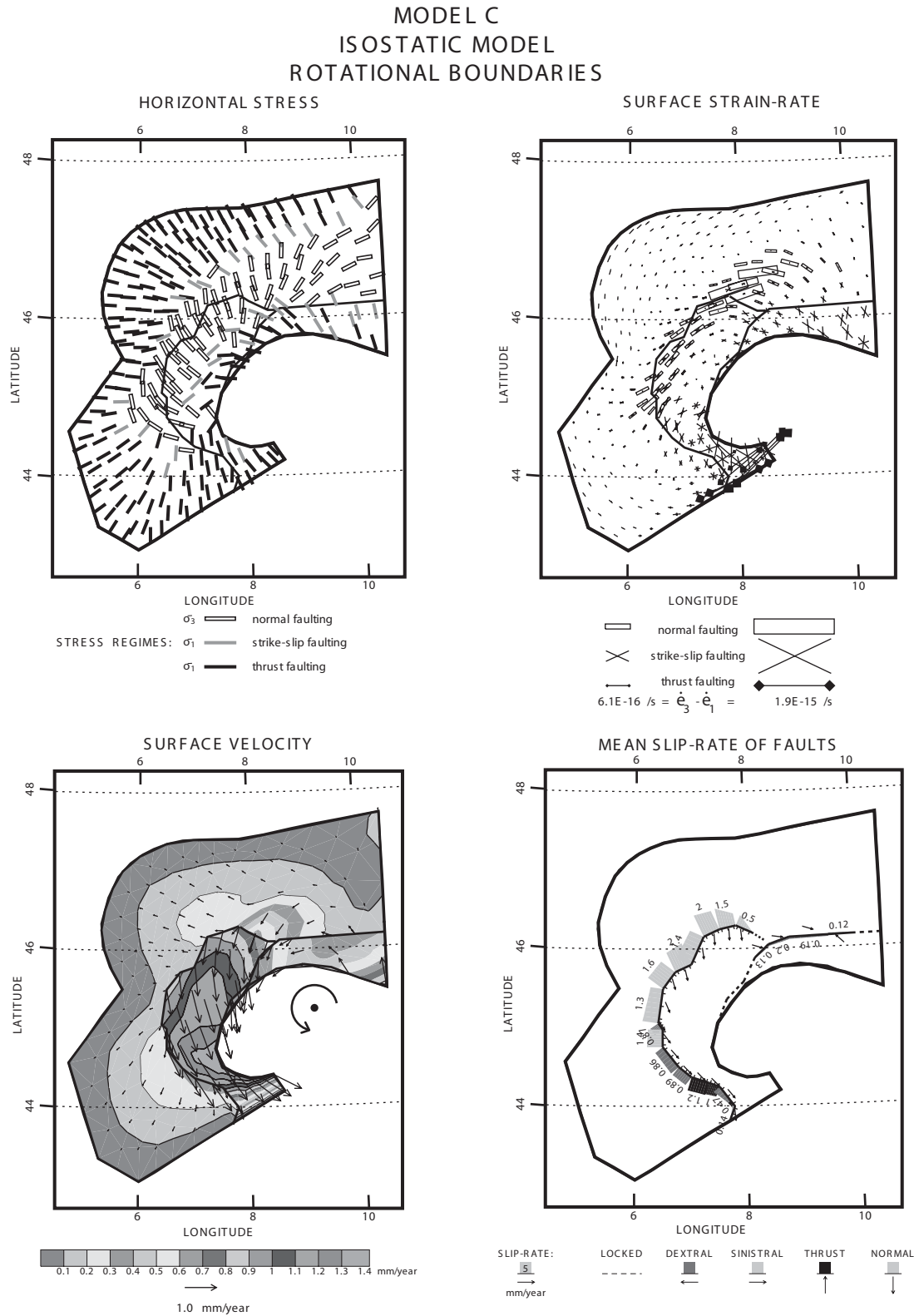


Figure 6: Model C.

Model with isostatic 3D crustal geometry and rotational Po plain boundary nodes. See Figure 4 for comparison. Differences between models A and C are only due to rotational Po plain boundary. Curved arrow on surface velocity map indicates rotation pole (see text for explanation).



# MODEL D REALISTIC CRUSTAL MODEL ROTATIONAL BOUNDARIES

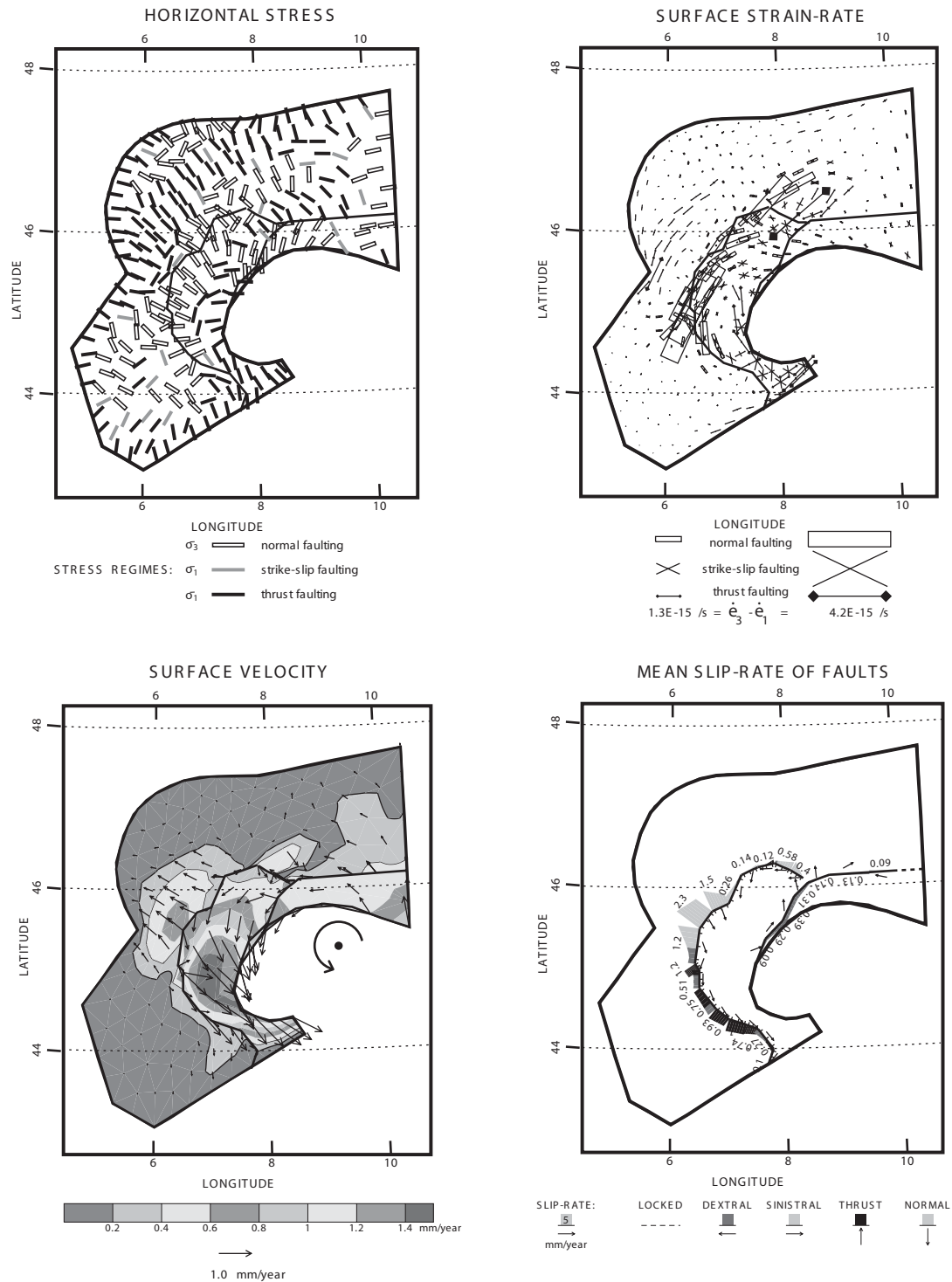


Figure 7: Model D.

Model with realistic 3D crustal geometry and rotational Po plain boundary nodes. See Figure 5 for comparisons. Differences between models B and D are only due to rotational Po plain boundary (see text for explanation).

Africa. The convergence velocity is estimated at 3 to 8 mm/year in a N to NW direction at the longitude of the Alps (Argus *et al.*, 1989; Demets *et al.*, 1990; Demets *et al.*, 1994; Albarello *et al.*, 1995; Crétaux *et al.*, 1998; Kreemer & Holt, 2001; Nocquet, 2002). It could be taken up in different areas between the European and African stable continents, such as Northern Africa, the Apennines, the Dinarides or the Calabrian subduction zone. In the vicinity of the western/central Alpine arc, the interaction between boundary forces and body forces is still a matter for debate. Studies, such as the one by (Thatcher *et al.*, 1999) in the Basin and Range province, show that gravitational extensional tectonics can interact with boundary conditions, leading to reorientation of extensional axes parallel to plate tectonic directions. However, in our study, direct effects of plate tectonics are less useful to explain the stress field of the western/central Alps, which appears to be controlled mostly by internal body forces. A more detailed analysis of the possible interactions between boundary forces and body forces in the Alpine belt would require a detailed 3D geometry of the models (accounting for lithospheric complexities), a fully 3D finite element code, as well as more constraints on boundary conditions between Apulian and European microplates. Recent tomographic studies (Lippitsch, 2002) have yielded a complex 3D geometry at great depth, which has been interpreted in terms of lithospheric slabs, possibly detached in the western Alps and sub-vertical under the central Alps. These lithospheric structures cannot be modelled by the techniques used in this study. Their consequences for the current stress field and recent tectonics of the Alpine arc remain to be analysed.

## Conclusions

A seismotectonic investigation along the entire arc of the western/central Alps has revealed contrasting stress regimes. Within a zone of extension, that follows the arcuate crest line from the southern Valais to the Argentera massif, extensional axes are perpendicular to the orogen. Compression is limited to the external zones, where compressional axes are also perpendicular to the orogen. Strike-slip faulting occurs in both external and internal zones, but is particularly abundant in the latter, where it is right-lateral, all the way from the northern Valais to the Durance fault (northwest of the Argentera massif). This well-defined seismotectonic stress state, comparable to the ones computed with 2.5D numerical modelling, highlights the essential role of gravitational body forces, which are able to produce orogen-perpendicular extension in the topographic highs and resulting orogen-perpendicular compression at the periphery. The role of rotation, which has been tested in our models, is more ambiguous, but could explain the arcuate right-lateral faulting prevailing in the external zones.

In a context of ongoing far-field convergence between the European and African plates, no direct evidence of collision has been found in the Alpine realm, either by seismotectonic analyses, numerical modelling or GPS studies. This suggests that the current stress field in the western/central Alps is post-collisional.

## Acknowledgements

Neuchâtel University and the Swiss National Science Foundation (grant # 21-61684.00) supported this study. We wish to thank Peter Bird for free online access to his finite element codes (<http://element.ess.ucla.edu/>) ; Jean Chéry and Rob Butler for their reviews ; Peter Cobbold for his great help to the manuscript ; and Nicole Béthoux, Jean-Mathieu Nocquet and Riad Hassani for fruitful discussions.

## References

- Ahorner, Z., Murawski, H. & Scheinder, G. (1972). Sismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin. *Geologische Rundschau*, **61**, 915-942.
- Albarelo, D., Mantovani, E., Babbucci, D. & Tamburelli, C. (1995). Africa-Eurasia Kinematics - Main Constraints and Uncertainties. *Tectonophysics*, **243**(1-2), 25-36.
- Anderson, H. & Jackson, J. (1987). Active tectonics in the Adriatic region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **91**, 937-983.
- Argus, D. F., Gordon, R. G., Demets, C. & Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-north America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 5585-5602.
- Bada, G., Horvath, F., Cloetingh, S., Coblenz, D. & Toth, T. (2001). Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: the case study of the Pannonian basin. *Tectonics*, **20**(3), 343-363.
- Baroux, E., Béthoux, N. & Bellier, O. (2001). Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, **145**, 336-348.
- Becker, A. (2000). The Jura Mountains - An active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, **321**(4), 381-406.
- Bird, P. (1989). New finite element techniques for modeling deformation histories of continents with stratified temperature-dependent rheology. *Journal of Geophysical Research*, **94**(B4), 3967-3990.
- Bird, P. (1999). Thin-plate and thin-shell finite-element programs for forward dynamic modeling of plate deformation and faulting. *Computers & Geosciences*, **25**, 383-394.
- Bird, P. (2002). Stress-direction history of the western United States and Mexico since 85 Ma. *Tectonics*, **21**(3), 5-12.
- Bistacchi, A., Dal Piaz, G. V., Massironi, M., Zattin, M. & Balestrieri, M. L. (2001). The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene- Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps. *International Journal of Earth Sciences*, **90**(3), 654-667.
- Bistacchi, A., Eva, E., Massironi, M. & Solarino, S. (2000). Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology. *Journal of Geodynamics*, **30**, 205-228.
- Blundell, D., Freeman, R. & Mueller, S. (1992). A Continent Revealed: The European Geotraverse. *Cambridge University Press*, 275pp.
- Burg, J. P., Sokoutis, D. & Bonini, M. (2002). Model-inspired interpretation of seismic structures in the Central Alps: Crustal wedging and buckling at mature stage of collision. *Geology*, **30**, 643-646.
- Burkhard, M. (1990). Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **83**(3), 559-583.
- Burkhard, M. & Sommaruga, A. (1998). Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. In: Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Ed. A. Mascles, C. Puigdefàbregas, H. P. Luterbacher and M. Fernández, *Geological Society of London, Special Publication*, **134**.
- Butler, R. W. H. (1992). Thrusting patterns in the NW French Subalpine chains. *Annales Tectonicae*, **6**, 150-172.
- Calais, E., Nocquet, J. M., Jouanne, F. & Tardy, M. (2002). Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996-2001. *Geology*, **30**, 651-654.
- Cattin, R. & Avouac, J. P. (2000). Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. *Journal of Geophysical Research*, **105**(B6), 13389-13407.
- Cattin, R., Martelet, G., Henry, P., Avouac, J. P., Dament, M. & Shakya, T. R. (2001). Gravity anomalies, crustal structure and thermo-mechanical support of the Himalayas of Central Nepal. *Geophysical Journal International*, **147**, 381-392.
- Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B. & Burkhard, M. (2003). Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **96**, 325-338.
- Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B. & Burkhard, M. (in press). Brittle deformation in the inner northwestern Alps : from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova*.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P., Gautier, Y., Merle, O. & Vuichard, J. P. (1986). Deformation and motion in the western alpine arc. *Tectonics*, **5**(2), 215-226.
- Collombet, M., Thomas, J. C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J. P. & Gratier, J. P. (2002). Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, **21**, 352-366.
- Coward, M. & Dietrich, D. (1989). Alpine tectonics: an overview. In: Alpine tectonics. Ed. M. Coward, D. Dietrich and R. Park, *Geological Society of London, Special Publication*, **45**, 1-29.



- Crétaux, J.-F., Soudarin, L., Cazenave, A. & Bouillé, F. (1998). Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 30167-30181.
- Davies, J. H. & von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **129**(1-4), 85-102.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D. & Burkhard, M. (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International*, doi:10.1111/j.1365-1246X.2004.02320.x.
- Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, **101**, 425-478.
- Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, **21**, 2191-2194.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. W. H. & Knott, S. D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. In: Alpine tectonics. Ed. M. Coward, D. Dietrich and R. Park, *Geological Society of London, Special Publication*, 265-283.
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J. M. & Albarède, F. (1997). The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, **387**, 586-589.
- Eva, E., Pastore, S. & Deichmann, N. (1998). Evidence for ongoing extensional deformation in the Western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *Journal of Geodynamics*, **26**(1), 27-43.
- Eva, E. & Solarino, S. (1998). Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophysical Journal International*, **135**, 438-448.
- Fréchet, J. (1978). Sismicité du sud-est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique. *Thèse de doctorat d'Etat, Univ. Sci. Technol. Médic., Grenoble*.
- Frisch, W., Dunkl, I. & Kuhlemann, J. (2000). Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics*, **327**(3-4), 239-265.
- Fry, M. (1989). Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps. In: Alpine tectonics. Ed. M. Coward, D. Dietrich and R. Park, *Geological Society of London, Special Publication*, **45**, 83-109.
- Fügensschuh, B., Loprieno, A., Ceriani, S. & Schmid, S. (1999). Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences. *International Journal of Earth Sciences*, **88**, 201-218.
- Gidon, M. (1974). L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire ? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **278**, 21-24.
- Golke, M. & Coblenz, D. (1996). Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, **266**(1-4), 11-24.
- Grünthal, G. & Stromeier, D. (1992). The recent crustal stress field in Central Europe : trajectories and finite element modeling. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B8), 11805-11820.
- Hassani, R. & Chéry, J. (1996). Anelasticity explains topography associated with Basin and Range normal faulting. *Geology*, **24**(12), 1095-1098.
- Kastrup, U. (2002). Seismotectonics and stress-field variations in Switzerland. *PhD Thesis, ETHZ, Zürich*.
- Kong, X. & Bird, P. (1995). SHELLS: A thin-shell program for modeling neotectonics of regional or global lithosphere with faults. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B11), 22129-22131.
- Kreemer, C. & Holt, W. E. (2001). A no-net-rotation model of present day surface motion. *Geophysical Research Letters*, **28**, 4407-4410.
- Laubscher, H. (1991). The arc of the Western Alps today. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **84**(3), 631-659.
- Lesne, O., Calais, E. & Deverchère, J. (1998). Finite element modeling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active-passive rifting debate. *Tectonophysics*, **289**, 327-340.
- Lippitsch, R. (2002). Lithosphere and Upper Mantle P-Wave Velocity Structure Beneath the Alps by High-Resolution Teleseismic Tomography. *PhD Thesis, ETHZ, Zurich*, 137pp.
- Liu, Z. & Bird, P. (2002). Finite element modeling of neotectonics in New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, **107**(B12), 2328-2346.
- Mancktelow, N. S. (1992). Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps : Evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics*, **215**, 295-317.
- Masson, F., Verdun, J., Bayer, R. & Debeglia, N. (1999). Une nouvelle carte gravimétrique des Alpes occidentales et ses conséquences structurales et tectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **329**, 865-871.
- Maurer, H., Burkhard, M., Deichmann, N. & Green, G. (1997). Active tectonism in the central Alps: Contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova*, **9**, 91-94.
- Ménard, G. (1988). Structure et cinématique d'une chaîne de collision: Les Alpes occidentales et centrales. *Thèse de Doctorat d'état, Université Joseph Fourier, Grenoble*.

- Negredo, A. M., Bird, P., Sanz de Galdeano, C. & Bufo, E. (2002). Neotectonic modeling of the Ibero-Maghrebian region. *Journal of Geophysical Research*, **107**(B11), 2292.
- Nocquet, J.-M. (2002). Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale. *Thèse de doctorat, Université de Nice*, 307pp.
- Nocquet, J. M. & Calais, E. (2003). Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophysical Journal International*, **154**(1), 72-88.
- Nocquet, J. M. & Calais, E. (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure & Applied Geophysics*, **161**(3), 661-681.
- Pavoni, N. (1961). Faltung durch horizontal verschiebung. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **54**, 515-534.
- Pavoni, N. (1986). Regularities in the pattern of major fault zones of the earth and the origin of arcs. In : Wezel, F.C. ed. - Origin of Arcs. *Elsevier, Amsterdam*, 63-78.
- Pognante, U. (1991). Petrological constraints on the eclogite- and blueschist-facies metamorphism and P-T-t paths in the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 5-17.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.-G. & Merle, O. (1991). Lateral extrusion in the Eastern Alps; part 2: structural analysis. *Tectonics*, **10**(2), 257-271.
- Sachsenhofer, R. F., Kogler, A., Polesny, H., Strauss, P. & Wagerich, M. (2000). The Neogene Fohnsdorf Basin: basin formation and basin inversion during lateral extrusion in the Eastern Alps (Austria). *International Journal of Earth Sciences*, **89**(2), 415-430.
- Schmid, S. M. & Kissling, E. (2000). The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, **19**(1), 62-85.
- Spalla, M. I., Lardeaux, J. M., Dal Piaz, G. V., Gosso, G. & Messiga, B. (1996). Tectonic significance of Alpine Eclogites. *Journal of Geodynamics*, **21**, 257-285.
- Stampfli, G. M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. & Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, **296**(1-2), 159-204.
- Sue, C. (1998). Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes-Approche structurale et sismologique. *Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble*, 299pp.
- Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J. & Tricart, P. (1999). Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research*, **104**(B11), 25611-25622.
- Sue, C. & Tricart, P. (2002). Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constrain on arc dynamic. *Geological Society of London*, **159**, 61-70.
- Sue, C. & Tricart, P. (2003). Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics*, **22**(5).
- Thatcher, W., Foulger, G. R., Julian, B. R., Svarc, J., Quilty, E. & Bawden, G. W. (1999). Present-day deformation across the Basin and Range Province, Western United States. *Science*, **283**, 1714-1718.
- Thomas, J. C., Claudel, M. E., Collombet, M., Tricart, P., Chauvin, A. & Dumont, T. (1999). First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **171**(4), 561-574.
- Thouvenot, F. (1996). Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogénèses (Atlas, Pyrénées, Oural). *Thèse de doctorat d'Etat, Université Joseph Fourier, Grenoble*, 378pp.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G. & Lardeaux, J.-M. (2001). La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes Occidentales): une dynamique miocène à actuelle. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **172**(1), 49-58.
- Vialon, P., Rochette, P. & Ménard, G. (1989). Indentation and rotation in the Alpine arc. In: Alpine tectonics. Ed. M. Coward, D. Dietrich and R. Park, *Geological Society of London, Special Publication*, **45**, 329-338.
- Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J. P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K. L., Ferhat, G., Flouzat, M., Gamond, J. F., Geiger, A., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Menard, G., Meyer, B., Ruegg, J. C., Scheubel, J. M., Scotti, O. & Vidal, G. (2002). GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five- year period: 1993-1998. *Journal of Geodesy*, **76**(2), 63-76.
- Waldhauser, F., Kissling, E., Ansorge, J. & Mueller, S. (1998). Three-dimensional interface modelling with two-dimensional seismic data : the Alpine crust-mantle boundary. *Geophysical Journal International*, **135**, 264-278.





## **Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes occidentales implications géodynamiques**

### **Résumé**

L'étude de la fracturation des zones internes de l'arc alpin occidental montre que la déformation extensive y est prédominante; environ 75% des failles mesurées présentent des mouvements normaux, et 25% des mouvements sont décrochants. Cette fracturation, globalement Néogène, est synchrone d'un régime compressif en externe (chaînes subalpines et Jura, par exemple). Des indices néotectoniques, comme la signature morphologique de certaines failles, des anomalies dans les profils de rivières ou la fracturation de dépôts quaternaires, montrent qu'une partie de cette fracturation est récente.

L'inversion par la méthode d'inversion directe [Angelier, 1990] de populations de plans striés mesurés systématiquement dans tout l'arc interne a permis l'obtention de 200 tenseurs de paléocontraintes répartis de façon homogène. Ces données, synthétisées avec des données comparables dans la région du col du Simplon [Grosjean et al., 2004] et dans la région de Briançon [Sue, 1998], donnent une image homogène et à grande échelle des champs de contraintes ayant provoqué cette fracturation. Les résultats principaux indiquent que:

- La majeure partie de l'extension est parallèle à la direction des structures alpines, c'est à dire ENE-WSW au Simplon et dans le Sud Valais, NNE-SSW dans le Val d'Aoste, N-S en Vanoise et WNW-ESE plus au Sud, dans la région de Briançon. Cette extension s'exprime sur des failles orientées radialement par rapport à l'arc alpin.
- Une partie des directions d'extension est perpendiculaire à la direction de la chaîne, et s'exprime sur des failles longitudinales. Cette extension augmente du Nord au Sud, et est particulièrement bien développée dans la région de Briançon.
- Un régime tectonique décrochant s'observe dans tout l'arc. Ces décrochements sont plus récents que l'extension dans la partie sud de l'arc, alors qu'il sont plus anciens dans le Sud Valais. Les directions d'axe de tension ( $\sigma_3$ ) associés sont compatibles avec les directions générales de l'extension.

Nous interprétons ces observations comme la mise en évidence de deux régimes tectoniques différents dans les Alpes occidentales du Néogène à l'actuel. Différents moteurs géodynamiques sont proposés pour expliquer ces observations :

1) A l'échelle alpine, un phénomène d'extrusion des zones internes vers une bordure libre (la mer Ligurienne) pendant les derniers épisodes compressifs, en relation avec la rotation de la microplaque Apulienne, pourrait être responsable du signal tectonique majeur observé. Plus localement, le soulèvement relatif de massifs cristallins (MCE et MCI) aurait favorisé une extension radiale.

2) La collaboration avec Bastien Delacou, qui a travaillé sur le régime tectonique actuel de la chaîne, permet de proposer qu'une partie de cette extension radiale à l'arc soit également liée au régime tectonique actuel. Le régime tectonique actuel, documenté par la sismotectonique montre une orientation radiale à l'arc des axes d'extension. Ce régime se caractérise par une absence de convergence et est bien explicable par un étalement gravitaire, est fondamentalement différent du régime collisionnel néogène.

Le passage d'un régime à l'autre a probablement eu lieu durant le Pliocène, en relation avec le ralentissement de la convergence au niveau des Alpes occidentales et l'augmentation des taux d'érosion dans la chaîne.

